## ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΜΑΡΙΑ Δ. ΜΕΣΗΜΕΡΗ Πτυχιούχος Γεωλόγος

# $\Delta IEPEYNH\Sigma H \ X\Omega PO-XPONIK\Omega N \ I\Delta IOTHT\Omega N \ \Sigma MHNO\Sigma EIP\Omega N$

## ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2013

02/19/2015 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

## MAPIA $\Delta$ . MESHMEPH

## Πτυχιούχος Γεωλόγος

## ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΧΩΡΟ-ΧΡΟΝΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΣΜΗΝΟΣΕΙΡΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών 'Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον'

Τομέας Γεωφυσικής

Ημερομηνία Προφορικής εξέτασης: 04/06/2013

Δημοσίευση του Τομέα Γεωφυσικής, Α.Π.Θ. , με κωδικό αριθμό802

## Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ,.....Επιβλέπουσα Καρακώστας Βασίλειος, Αν.Καθηγητής Α.Π.Θ,.....Μέλος Τσακλίδης Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ,.....Μέλος Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν $^{\rm o}$ 

© Μαρία Δ. Μεσημέρη, 2013 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΧΩΡΟ-ΧΡΟΝΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΣΜΗΝΟΣΕΙΡΩΝ

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.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1° : Εισαγωγή	1
1.1 Τεκτονικό πλαίσιο	1
1.2 Σεισμικές ακολουθίες	2
<ul> <li>1.3 Αναφορά στην εξέλιξη της προηγούμενης έρευνας σχετικά με τις σμηνοσειρές</li> <li>1.3.1 Θεωρητικά μοντέλα γένεσης σμηνοσειρών</li> <li>1.3.2 Σμηνοσεισμοί και τεκτονικά περιβάλλοντα</li> <li>1.3.3 Προηγούμενη έρευνα στον Κορινθιακό κόλπο</li> </ul>	<b>3</b> 
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο : Μεθοδολογία	7
2.1 Εισαγωγή	7
2.2 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων	7
2.3 Χωρικές ιδιότητες σεισμικών συγκεντρώσεων	9
2.4 Στατιστικές παράμετροι – Μέτρα ασυμμετρίας	10
2.5 Εκτίμηση λοξότητας και κύρτωσης για κάθε σεισμική συγκέντρωση	11
2.6 Μοντέλο μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου (ETAS)	13
Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο	15
3.1 Εισαγωγή	15
3.2 Δεδομένα	15
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> </ul>	<b>15</b> <b>17</b> 
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> </ul>	15 17 17 
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> </ul>	15 17 23 27 31 35
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> </ul>	
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> </ul>	
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> </ul>	
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> </ul>	<b>15 17 17 23 27 31 35 35 41 55 62</b>
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.4 Εκτιμώμενη σεισμικών της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.5.1 Σωρική κατανομή σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.5.2 Σχέση μεταξύ κύρτωσης και λοξότητας</li> </ul>	
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li></ul>	
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li> <li>3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου</li> <li>3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.3.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.4 Εκτιμώμενη σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.4.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.5.1 διότητες των σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων</li> <li>3.5.1 Χωρική κατανομή σεισμικών συγκεντρώσεων</li> <li>3.5.2 Σχέση μεταξύ κύρτωσης και λοξότητας</li> </ul>	15 17 23 27 31 35 35 35 35 35 35 
<ul> <li>3.2 Δεδομένα</li></ul>	15 17 23 27 27 31 35 35 35 35 

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τομέα Γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στόχο της αποτελεί η αναγνώριση των σμηνοσειρών και η διερεύνηση τόσο των χρονικών όσο και των χωρικών τους ιδιοτήτων.

Στο πρώτο κεφάλαιο, που αποτελεί και την εισαγωγή, παρουσιάζεται το τεκτονικό πλαίσιο της υπό μελέτη περιοχής. Επιπλέον, γίνεται αναφορά σε εργασίες που αφορούν την ερμηνεία γένεσης καθώς και την εξέλιξη των σμηνοσειρών σε παγκόσμια κλίμακα.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία. Οι μέθοδοι αφορούν την αναγνώριση των σεισμικών συγκεντρώσεων από ένα πλήρη κατάλογο, τη χωρική τους κατανομή, τη διάκρισή τους σε μετασεισμικές ακολουθίες και σμηνοσειρές και τέλος την εύρεση του ρυθμού σεισμικότητας.

Στο τρίτο κεφάλαιο, το οποίο αποτελείται από τρία επιμέρους εδάφια, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των μεθόδων που αναπτύχθηκαν. Στο πρώτο τμήμα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, ενώ στο δεύτερο τα αντίστοιχα για το δυτικό τμήμα. Τέλος, στο τρίτο τμήμα, παρουσιάζονται συνοπτικά τα αποτελέσματα για όλη την περιοχή έρευνας.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται και συζητούνται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την παραπάνω έρευνα.

Το λογισμικό πακέτο ανάλυσης σεισμολογικών δεδομένων Zmap (Wiemer, 2001) χρησιμοποιήθηκε για την διαδικασία εύρεσης των σεισμικών συγκεντρώσεων. Οι χάρτες σχεδιάστηκαν με την βοήθεια του λογισμικού GMT (Wessel and Smith, 1998). Τέλος, ο υπολογισμός των παραμέτρων του μοντέλου μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου έγινε με τη χρήση των προγραμμάτων του πακέτου SASeis2006, το οποίο είναι διαθέσιμο στους παρακάτω συνδέσμους: http://bemlar.ism.ac.jp/www2/SASeisUpCollection/SASeis2006 http://www.ism.ac.jp/~ogata/Statsei4/download.htm.

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω την επιβλέπουσα της παρούσας διατριβής ειδίκευσης κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας, για την ανάθεση του θέματος καθώς και για την συνεργασία τόσο κατά την διάρκεια των μεταπτυτιακών όσο και των προπτυχιακών μου σπουδών. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Καρακώστα Βασίλη, Αναπληρωτή Καθηγητή Σεισμολογίας, για την συνεργασία και τις παρατηρήσεις του καθ' όλη την διάρκεια της εκπόνησης της παρούσας διατριβής. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Τσακλίδη Γεώργιο, Καθηγητή του τομέα Στατιστικής και Επιχειρησιακής Έρευνας του τμήματος Μαθηματικών, για τις συμβουλές του πάνω στα θέματα που άπτονται του γνωστικού του αντικειμένου.

Κατά την διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών έλαβα ανταποδοτική υποτροφία επίδοσης από το Α.Π.Θ, το οποίο και ευχαριστώ για την οικονομική αυτή ενίσχυση.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω την υποψήφια διδάκτορα σεισμολογίας Γκαρλαούνη Χαρά για την παραχώρηση του σχήματος 1.1, την βοήθεια στην ανάλυση της ακολουθίας της Κορίνθου καθώς και για τις πολύτιμες συμβουλές της κατά την διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Δρ. Παραδεισοπούλου Πόπη η οποία ήταν πάντα πρόθυμη να με ακούσει και να με συμβουλέψει τόσο στις καλές όσο και στις κακές στιγμές. Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στην Τσιαΐρα Αναστασία η στήριξη της οποίας υπήρξε καθοριστική. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την οικονομική στήριξη που μου παρέχει όλα αυτά τα χρόνια.

...and then there would not be friction any more, and the sound would cease, and the dancers would stop...

Leonardo da Vinci

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1°: Εισαγωγή

Σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η αναγνώριση και η μελέτη των σμηνοσειρών από ένα πλήρη κατάλογο σεισμών και στη συνέχεια η διερεύνηση των χωρο-χρονικών τους ιδιοτήτων. Για να γίνει αυτό εφικτό επιλέξαμε την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, η οποία παρουσιάζει έντονη σεισμικότητα με μεγάλο αριθμό μικρών σεισμών οι οποίοι εκδηλώνονται με τη μορφή εξάρσεων. Επιπλέον το δίκτυο των σεισμολογικών σταθμών στην περιοχή είναι αρκετά πυκνό με αποτέλεσμα το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου να είναι μικρό και επομένως το αντίστοιχο πλήθος των σεισμών αυξημένο.

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται αναφορά στο τεκτονικό πλαίσιο της υπό εξέταση περιοχής. Στην συνέχεια δίνονται οι ορισμοί για τις σεισμικές ακολουθίες, με έμφαση στις σμηνοσειρές οι οποίες εξετάζονται στην εργασία αυτή. Ακολουθεί ανασκόπηση της σχετικής βιβλιογραφίας που σχετίζεται τόσο με τις προσπάθειες για θεωρητική ερμηνεία της γένεσης των σμηνοσειρών όσο και της εξάρτησης των χαρακτηριστικών τους από διάφορα τεκτονικά περιβάλλοντα. Τέλος, παρατίθενται συνοπτικά εργασίες που αφορούν την προηγούμενη σχετική έρευνα στην περιοχή.

#### 1.1 Τεκτονικό πλαίσιο

Η ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου (Σχήμα 1.1b) χαρακτηρίζεται από έντονη παραμόρφωση (Jackson, 1994) και τοποθετείται στα όρια σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασίας και της ανατολικής Μεσογείου. Η παραμόρφωση αυτή συνδέεται άμεσα με την ζώνη κατάδυσης στο νότιο Αιγαίο (Papazachos and Comninakis, 1971), την δεξιόστροφη κίνηση του ρήγματος της Ανατόλιας (McKenzie,1972; Taymaz et al., 1991; Armijo et al., 1996) καθώς και την ορογένεση των Ελληνίδων (Jolivet, 2001). Σύμφωνα με γεωδαιτικές μετρήσεις (Reilinger et al., 1997), η ταχύτητα επέκτασης του Αιγαίου υπολογίζεται πως ξεκίνησε κατά το Μειόκαινο (Le Pichon et al., 1995).

Ο Κορινθιακός κόλπος, ο οποίος αποτελεί την περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας (Σχήμα 1.1α), εκτείνεται με διεύθυνση B-N και κυριαρχείται από κανονικά ρήγματα με διεύθυνση A-Δ σύμφωνα με αξιόπιστους μηχανισμούς γένεσης (Rigo et al., 1996; Baker et al., 1997; Hatzfield et al., 2000). Ο εφελκυσμός αυτός δεν συντελείται με τον ίδιο ρυθμό σε όλο τον Κορινθιακό κόλπο αλλά αυξάνεται από το ανατολικό προς το δυτικό του τμήμα. Στο ανατολικό τμήμα η ταχύτητα επέκτασης είναι 5 mm year<sup>-1</sup>, στο κεντρικό τμήμα 10 mm year<sup>-1</sup> (Briole et al., 2000). Επιπλέον, η πλειονότητα των

επικέντρων των ισχυρότερων σεισμών τοποθετείται στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου (Σχήμα 1.1a, πράσινοι κύκλοι) (Papazachos and Papazachou, 2003).



Σχήμα 1.1: (a) Μορφολογικός χάρτης του Κορινθιακού κόλπου. Με κόκκινες γραμμές παρουσιάζονται οι κύριες τεκτονικές δομές (Rigo et al.,1996; Hatzfield et al, 2000). Με τρίγωνα παρουσιάζονται οι σταθμοί του εθνικού δικτύου σεισμογράφων. Οι πράσινοι κύκλοι αναφέρονται στα επίκεντρα των ισχυρότερων σεισμών στην περιοχή (Papazachos and Papazachou, 2003). Στον χάρτη που εσωκλείεται (b) παρουσιάζεται ο ευρύτερος χώρος του Αιγαίου καθώς και οι κύριες κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών (McKenzie,1972; Taymaz et al., 1991; Papazachos et al,1998, μεταξύ άλλων).

### 1.2 Σεισμικές ακολουθίες

Οι σεισμοί ως επί το πλείστον αποτελούν μέλη μιας ακολουθίας και σπανιότερα συμβαίνουν ως μεμονωμένα γεγονότα. Οι σεισμικές ακολουθίες σχετίζονται συνήθως με έναν κύριο σεισμό ο οποίος και υπερέχει σε μέγεθος σε σχέση με τους υπόλοιπους σεισμούς της ακολουθίας. Διακρίνονται τρεις τύποι ακολουθιών, (i) προσεισμοί - κύριος σεισμόςμετασεισμοί. Στην περίπτωση αυτή πριν τον κύριο σεισμό προηγείται μια σεισμική δραστηριότητα και μετά την γένεση του συνεχίζεται η μετασεισμική ακολουθία (Σχήμα 1.2a), (ii) κύριος σεισμός - μετασεισμοί, όπου δεν υπάρχει δραστηριότητα πριν τη γένεση του κύριου σεισμού και μετά ακολουθεί η μετασεισμική δραστηριότητα. (Σχήμα 1.2b) και (iii) σμηνοσειρές όπου δεν διακρίνεται κάποιος σεισμός που να ξεχωρίζει σε μέγεθος κατά την διάρκεια της σεισμικής έξαρσης (Σχήμα 1.2c). Η απουσία ενός σεισμού που να υπερέχει σε μέγεθος είναι αυτό που διακρίνει τις σμηνοσειρές σε σχέση με τους άλλους δύο τύπους ακολουθιών.



Σχήμα 1.2: Σχηματικό διάγραμμα των τριών χαρακτηριστικών τύπων ακολουθιών. a) Προσεισμοί, κύριος σεισμός και μετασεισμική ακολουθία, b) κύριος σεισμός με την μετασεισμική του ακολουθία, c) σμηνοσειρά (Mogi, 1963).

Πρόσθετα κριτήρια για την αναγνώριση των σεισμικών εξάρσεων έθεσε ο Mogi (1963), ο οποίος θεώρησε ότι για να χαρακτηριστεί μια σεισμική συγκέντρωση ως σεισμική έξαρση πρέπει να πληροί τα παρακάτω κριτήρια:

- (i) Ο αριθμός των σεισμών σε μία σεισμική συγκέντρωση (N) να είναι τουλάχιστον
   10.
- (ii) Ο μέγιστος αριθμός σεισμών σε μία ημέρα (Nd) να είναι μεγαλύτερος από το διπλάσιο της τετραγωνικής ρίζας της διάρκειας της ακολουθίας (T) σε ημέρες (σχέση 1.1)

$$N_d \ge 2\sqrt{T} \tag{1.1}$$

Το κριτήριο του Mogi, ισχύει ακόμη και σήμερα για την χρονική κατανομή των σεισμικών εξάρσεων σε σχέση με τον αριθμό των σεισμών στην ακολουθία.

Επιπλέον, ο τρόπος εξέλιξης των σεισμικών ακολουθιών σχετίζεται τόσο με την ομοιογένεια του υλικού όσο και με την κατανομή των τάσεων σε μια περιοχή (Mogi,1963; Scholz,1968). Έτσι, προσεισμούς αναμένουμε σε δομές όπου παρουσιάζουν μικρό βαθμό ετερογένειας και η κατανομή των τάσεων δεν είναι ομοιόμορφη. Οι μετασεισμικές ακολουθίες λαμβάνουν χώρα σε σχετικά ομογενείς δομές με σχετικά ομοιόμορφη κατανομή των τάσεων. Σε αντίθεση με τους άλλους δύο τύπους ακολουθιών, οι σμηνοσειρές παρουσιάζονται σε εξαιρετικά ετερογενείς δομές και η τάση είναι συγκεντρωμένη σε διάφορα σημεία.

## 1.3 Αναφορά στην εξέλιξη της προηγούμενης έρευνας σχετικά με τις σμηνοσειρές

Η σχετική έρευνα για τις σμηνοσειρές σε παγκόσμιο επίπεδο διακρίνεται στην προσπάθεια για θεωρητική ερμηνεία της γένεσης των σμηνοσειρών και σε χωρο-χρονική ερμηνεία των σμηνοσειρών. Τέτοια έρευνα αναφορικά έχει πραγματοποιηθεί επίσης και στην περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας.

#### 1.3.1 Θεωρητικά μοντέλα γένεσης σμηνοσειρών

Ο Sykes (1970) παρατήρησε πως σμηνοσειρές συνέβαιναν στις περιοχές των μεσοωκεάνιων ράχεων. Βρήκε ότι οι ακολουθίες αυτές παρουσίαζαν τα χαρακτηριστικά που είχαν αναφερθεί σε προγενέστερες εργασίες (Mogi, 1963; Scholz, 1968) αλλά δεν μπόρεσε να δώσει μια γενικευμένη εξήγηση για να ερμηνεύσει το φαινόμενο. Στην συνέχεια ο Francis (1974), προσπάθησε να δώσει την ερμηνεία γένεσης των σμηνοσειρών, προτείνοντας ότι οι σμηνοσειρές δημιουργούνται ως αποτέλεσμα της απότομης πτώσης τάσης και της κατάρρευσης του μαγματικού θαλάμου. Ο Hill (1977) έθεσε τις εξής προϋποθέσεις για την γένεση σμηνοσειρών (Σχήμα 1.3): (i) ύπαρξη φλεβών πληρωμένων με μάγμα στα τμήματα του φλοιού (ii) οι φλέβες αυτές είναι προσανατολισμένες παράλληλα με την μέγιστη κύρια τάση ( $\sigma_1$ ) και (iii) έχουμε διάτμηση όταν οι τιμές P (πίεση πόρων) και η διαφορική τάση ( $\sigma_1$ - $\sigma_3$ ) παίρνουν ορισμένη τιμή. Το μοντέλο αυτό συνδέει την γένεση των σμηνοσειρών και με τα 3 είδη διαρρήξεων. Αν το σχήμα 1.3 είναι επίπεδη απεικόνιση (plane view) με τις  $\sigma_1$  και  $\sigma_3$ στο οριζόντιο επίπεδο, τότε έχουμε ρήγματα μετασχηματισμού. Αν το σχήμα 1.3 είναι κάθετη τομή (cross section) με την  $σ_1$  στην κατακόρυφη διεύθυνση, τότε έχουμε κανονικά ρήγματα. Τέλος, αν το σχήμα 1.3 είναι κάθετη τομή (cross section) με την σ<sub>3</sub> στην κατακόρυφη διεύθυνση τότε έχουμε ανάστροφα ρήγματα.





Ο Yamashita (1999) πρότεινε την ερμηνεία της γένεσης των σμηνοσεισμών λόγω της εισροής ρευστών στους δημιουργούμενους από την μετάθεση του ρήγματος πόρους. Ο Hainzl (2003) προσπάθησε να ερμηνεύσει την γένεση των σμηνοσειρών βάσει της αυτό-οργάνωσης. Βασιζόμενος τόσο στις αρχικές ερμηνείες του Hill (1977) όσο και του μοντέλου των

02/19/2015 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφρασχος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Burridge-Knopoff (1967) προσπάθησε να προσομοιώσει θεωρητικά τις αριθμητικές ιδιότητες των σμηνοσειρών και να τις συγκρίνει με πραγματικές σμηνοσειρές. Τέλος, μια προσπάθεια ερμηνείας της γένεσης των σμηνοσειρών έγινε από τον Smirnov και τους συνεργάτες του (2010). Στην εργασία αυτή αναφέρονται τα 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 στην γεώτρηση γίνεται απότομα. Στην περίπτωση όπου η πίεση είναι σταδιακά αυξανόμενη παρουσιάζονται χαρακτηριστικά σμηνοσειρών.

Παρ' ότι οι σμηνοσειρές αποτελούν ένα εξαιρετικά ενδιαφέρον φαινόμενο, οι θεωρητικές ερμηνείες για την γένεσή τους δεν δίνουν ακόμα μια καθολική ερμηνεία. Από τις περισσότερες δημοσιεύσεις γίνεται φανερό πως τα ρευστά διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην γένεσή τους αλλά οριστικές απαντήσεις θα δοθούν πιθανότατα στο μέλλον.

#### 1.3.2 Σμηνοσεισμοί και τεκτονικά περιβάλλοντα

Στο σημείο αυτό παρατίθενται παραδείγματα από ένα μέρος του συνόλου των ερευνών που αφορούν τις σμηνοσειρές σε παγκόσμιο επίπεδο. Οι εργασίες αυτές χωρίζονται σύμφωνα με το τεκτονικό περιβάλλον που έγιναν με σκοπό να καλύψουν όλα τα πιθανά σημεία γένεσης των σμηνοσειρών.

Οι Roland and McGuire (2009) μελέτησαν τις σμηνοσειρές που έλαβαν χώρα σε ρήγματα μετασχηματισμού. Σημαντική συμβολή είναι η εισαγωγή της λοξότητας της σεισμικής ροπής ως προς το χρόνο με σκοπό την ποσοτικοποίηση των σμηνοσειρών και της διάκρισης αυτών από τις μετασεισμικές ακολουθίες. Το ίδιο έτος οι Llenos et al. (2009) χρησιμοποίησαν το μοντέλο μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου (ETAS) σε διάφορες σμηνοσειρές, συμπεριλαμβανομένων και ρηγμάτων μετασχηματισμού. Σκοπός τους ήταν να δείξουν πως το μοντέλο ΕΤΑS δεν μπορεί να προβλέψει την γένεση αλλά και την εξέλιξη μιας σμηνοσειράς.

Έρευνες έγιναν και για σμηνοσειρές οι οποίες έγιναν σε ηπειρωτικές τάφρους (Hainzl and Fischer, 2002; Seht et al., 2008, μεταξύ άλλων). Οι σμηνοσειρές στις ηπειρωτικές τάφρους διαφοροποιούνται σε σχέση με τα υπόλοιπα περιβάλλοντα και ειδικότερα στην τιμή της παραμέτρου b η οποία είναι αρκετά χαμηλότερη σε σχέση με άλλες περιοχές. Οι Benoit and Mcnutt (1996) συνδύασαν την γένεση των σμηνοσειρών με επερχόμενες ηφαιστειακές εκρήξεις και τις κατηγοριοποίησαν. Ένα ενδιαφέρον παράδειγμα αποτελεί η περίπτωση του Yellowstone (Farell et al., 2009) όπου και αναγνωρίστηκαν οι σεισμικές συγκεντρώσεις από τον κατάλογο σεισμών της περιοχής. Επιπλέον, ερμηνεύτηκε η μεταβολή της τιμής της παραμέτρου b με την κίνηση του μάγματος.

Για τις περιοχές κατάδυσης στον Ειρηνικό και τη νότια Αμερική χαρακτηριστικές είναι οι εργασίες των Holtkamp et al. (2011) και Holtkamp and Brudzinski (2011). Αφού αναγνωρίστηκαν οι σμηνοσειρές για αυτές τις περιοχές μελετήθηκαν οι χρονικές τους ιδιότητες καθώς επίσης συνδυάστηκαν και με τους μεγάλους σεισμούς που συνέβησαν στις περιοχές. Τέλος για την περιοχή της κεντρικής Ιαπωνίας, οι Aoyama et al. (2002) μελέτησαν την σμηνοσειρά που έλαβε χώρα το 1998 στα Hida Mountains. Το κυριότερο στοιχείο της εργασίας αποτελεί η συσχέτιση της χωρικής κατανομής των σμηνοσειρών με την εξέλιξη του πεδίου των τάσεων.

### 1.3.3 Προηγούμενη έρευνα στον Κορινθιακό κόλπο

Οι Bourouis and Cornet (2009) μελέτησαν την περιοχή με δεδομένα από το CRL (Corinth Rift Laboratory) για την χρονική περίοδο 2000-2007. Σε αυτό το διάστημα εξέτασαν δύο σεισμικές εξάρσεις (Οκτώβριος 2003- Ιούνιος 2004 και Σεπτέμβριος 2006- Μάιος 2007) και ερμήνευσαν την δημιουργία τους με την κίνηση των ρευστών στην περιοχή.

Οι Pacchiani and Lyon-Caen (2010) μελέτησαν την σεισμική έξαρση του 2001 στον Άγιο Ιωάννη, δυτικά του Κορινθιακού κόλπου, χρησιμοποιώντας και πάλι δεδομένα από το τοπικό δίκτυο του εργαστηρίου (CRL). Λόγω των πολλών δεδομένων καθώς και τον ακριβή προσδιορισμό των εστιών προσδιορίσθηκε η ταχύτητα μετανάστευσης των επικέντρων της ακολουθίας και ερμηνεύτηκε με βάση την κίνηση των ρευστών.

Τέλος, οι Potanina et al. (2011), μελέτησαν την σεισμικότητα στην περιοχή του Κορινθιακού για την περίοδο 2000-2005. Εκτός από την κατανομή της τιμής b, μελετήθηκαν και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των αναγνωρισμένων σμηνοσειρών (d-value, q-value). Τέλος, έγινε σύγκριση της διακύμανσης των τιμών των παραμέτρων αυτών με την χρονική εξέλιξη των αναγνωρισμένων σμηνοσειρών.

### ΚΕΦΑΛΑΙΟ 20 : Μεθοδολογία

#### 2.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται αναλυτικά οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία με σκοπό την αναγνώριση των σεισμικών συγκεντρώσεων, τη διάκριση τους σε σμηνοσεισμούς και μετασεισμικές ακολουθίες καθώς και ο προσδιορισμός των χωρικών τους ιδιοτήτων. Επιπλέον περιγράφεται το στατιστικό μοντέλο μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου (Epidemic Type Aftershock Sequence, ETAS) (Ogata,1988), το οποίο εφαρμόζεται για την εκτίμηση της σεισμικότητας της υπό εξέταση περιοχής.

#### 2.2 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων

Διάφορες μέθοδοι έχουν προταθεί για την αναγνώριση των σεισμικών συγκεντρώσεων από έναν πλήρη κατάλογο σεισμών οι οποίες αναφέρονται αναλυτικά από τους van Stiphout et al. (2012). Με σκοπό την αναγνώριση προσεισμικών και μετασεισμικών ακολουθιών για την περιοχή της Καλιφόρνιας και για το χρονικό διάστημα 1969-1982, ο Reasenberg (1985) ανέπτυξε μια μεθοδολογία με την οποία αναγνώριζε χωρο-χρονικά τις σεισμικές συγκεντρώσεις από έναν κατάλογο σεισμών. Η μέθοδος αυτή βασίστηκε σε προηγούμενη έρευνα του Savage (1972). Η ζώνη αλληλεπίδρασης των σεισμών ορίζεται από την σχέση, (Molchan and Dmitrieva, 1992):

## log(d(km)) = 0.4M - 1.943 + k (2.1)

όπου k=1 για τον μεγαλύτερο σε μέγεθος σεισμό, ενώ k=0 για τον τελευταίο σεισμό της ακολουθίας και M το μέγεθος του κάθε σεισμού. Επίσης, ο ρυθμός, λ(t), της ακολουθίας φθίνει σύμφωνα με τον νόμο του Omori (Omori,1894)

$$\lambda(t) = \frac{K}{(t+c)}$$
(2.2)

όπου t είναι ο χρόνος από τον κύριο σεισμό, Κ είναι η παράμετρος που σχετίζεται με το μέγεθος του κύριου σεισμού και το κατώτερο όριο του μεγέθους των μετασεισμών και c μια σταθερά. Οι σεισμοί που προκύπτουν αποτελούν μια σεισμική συγκέντρωση, για την οποία ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός θεωρείται ως κύριος σεισμός και οι μικρότεροι σε μέγεθος αφορούν τους μετασεισμούς και τους προσεισμούς.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιείται η μέθοδος αυτή και ειδικότερα η έκδοση του αλγορίθμου σε γλώσσα MATLAB που εμπεριέχεται στο λογισμικό πακέτο Zmap (Wiemer, 2001). Για την εξαγωγή των αποτελεσμάτων είναι πρώτα απαραίτητο να προσδιορισθούν ορισμένες παράμετροι που αφορούν τη διάρκεια της ακολουθίας, το μέγεθος καθώς και την περιοχή που αλληλεπιδρά κατά τη διάρκεια της ακολουθίας. Ο ελάχιστος και ο μέγιστος χρόνος ώστε ο επόμενος σεισμός να ανήκει στην ακολουθία με συγκεκριμένη πιθανότητα (P<sub>1</sub>) ορίζεται με τις παραμέτρους τ<sub>min</sub> και τ<sub>max</sub>. Τις τρεις αυτές παραμέτρους συνδέει η σχέση :

$$\tau = \frac{-\ln(1-p_1)t}{10^{\frac{2(\Delta M-1)}{3}}}$$
(2.3)

όπου τ το διάστημα για το οποίο ένας επόμενος σεισμός θα ανήκει στην σεισμική συγκέντρωση, t ο χρόνος από την γένεση του κύριου σεισμού και  $\Delta M = M_{mainschock} - x_{meff}$ , όπου το  $x_{meff}$  αντιστοιχεί στο μέγεθος πληρότητας του εξεταζόμενου καταλόγου. Η παράμετρος  $x_k$  αντιστοιχεί στον συντελεστή με τον οποίο πολλαπλασιάζεται το μέγιστο μέγεθος σε κάθε σεισμική συγκέντρωση και η ποσότητα που προκύπτει προστίθεται στο  $x_{meff}$ . Έτσι για κάθε σεισμική συγκέντρωση προκύπτει διαφορετική τιμή για το  $x_{meff}$ . Τέλος, η παράμετρος  $r_{fact}$  αφορά τη μέγιστη ακτίνα στην οποία θεωρούμε ότι λαμβάνει χώρα μια σεισμική συγκέντρωση (Kanamori and Anderson, 1975).

Οι τυπικές, ελάχιστες και μέγιστες τιμές των παραμέτρων αυτών αναφέρονται στον πίνακα 2.1, όπως χρησιμοποιήθηκαν από τους Schorlemmer and Gerstenberg (2007). Παρ' όλα αυτά, οι τιμές καθορίζονται από τον ερευνητή, σύμφωνα με τις ανάγκες της έρευνας (περιοχή, διάρκεια ακολουθίας, μεγέθη σεισμών).

Παράμετροι	Τυπικές Τιμές	Min	Max
t <sub>min</sub>	1	0.5	2.5
t <sub>max</sub>	10	3	15
P <sub>1</sub>	0.95	0	0.99
X <sub>meff</sub>	1.5	1.6	1.8
X <sub>k</sub>	0.5	0	1
r <sub>fact</sub>	10	5	20

Πίνακας 2.2 – Παράμετροι εισαγωγής για την εύρεση σεισμικών συγκεντρώσεων

Στην συνέχεια το πρόγραμμα εξάγει δύο ομάδες αποτελεσμάτων, τον κατάλογο που περιέχει όλες τις σεισμικές συγκεντρώσεις και τον κατάλογο χωρίς αυτές (declustered catalogue). Στον κατάλογο με τις σεισμικές συγκεντρώσεις, στην τελευταία στήλη, υπάρχει ένας αριθμός, **α**, ο οποίος δηλώνει σε ποια σεισμική συγκέντρωση ανήκει κάθε σεισμός (α=1,n). Οι σεισμοί στους οποίους αντιστοιχεί το 0 δεν ανήκουν σε κάποια σεισμική συγκέντρωση. Επίσης εξάγεται και ο κατάλογος ο οποίος δεν περιέχει τις σεισμικές συγκεντρώσεις αλλά τους σεισμούς με μεγάλο μέγεθος έτσι ώστε ο κατάλογος να ακολουθεί κατανομή Poisson καθώς και τους σεισμούς οι οποίοι δεν ανήκουν σε κάποια σεισμική συγκέντρωση.

Αφού ορισθούν όλες οι σεισμικές συγκεντρώσεις και ταξινομηθούν σε επιμέρους ομάδες σύμφωνα με τον αύξοντα αριθμό τους, εξετάζονται αρχικά αυτές που έχουν αριθμό σεισμών Ν≥10 (Mogi, 1963). Εφαρμόζοντας αυτό το κριτήριο, μελετάμε τις εναπομείνασες σεισμικές συγκεντρώσεις ως προς την χωρική τους κατανομή και γίνεται διάκριση σε μετασεισμικές ακολουθίες και σμηνοσειρές.

#### 2.3 Χωρικές ιδιότητες σεισμικών συγκεντρώσεων

Έχει δειχθεί πως το μέγεθος του σεισμού εξαρτάται από τις παραμέτρους του ρήγματος (Wells and Coppersmith, 1994; Papazachos et al., 2004), μια εκ των οποίων είναι και το μήκος (L). Η άμεση εξάρτηση του μεγέθους ενός σεισμού από το μήκος βοηθά στην διάκριση των σμηνοσειρών από τους μετασεισμούς. Η διάκριση αυτή βασίζεται στο γεγονός πως οι σμηνοσειρές δεν αφορούν μόνο ένα ρήγμα, αλλά διάφορα επιμέρους τμήματα ρηγμάτων τα οποία και ολισθαίνουν κατά τη διάρκεια της ακολουθίας. Ως αποτέλεσμα προκύπτει η περιοχή διάρρηξης να είναι δυσανάλογα μεγαλύτερη από αυτή που προκύπτει από τη γραμμική σχέση μήκους ρήγματος μεγέθους των σεισμικών ακολουθιών τύπου κύριου σεισμού μετασεισμών (Vidale and Shearer, 2006). Επιπλέον, είναι δυσκολότερο να υπάρξει μια κυρίαρχη διεύθυνση διάρρηξης σε μία σμηνοσειρά από ότι σε μια μετασεισμική ακολουθία λόγω της πολυπλοκότητας της διάρρηξης της σμηνοσειράς (Bourouis and Cornet, 2009).

Με σκοπό την εύρεση του μήκους των σεισμικών συγκεντρώσεων, ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία. Θεωρώντας ως αρχή της ακολουθίας τον πρώτο χρονικά σεισμό, ανεξαρτήτως μεγέθους, υπολογίζεται η απόσταση του επικέντρου κάθε επόμενου σεισμού από το επίκεντρο του πρώτου σεισμού της ακολουθίας. Με τον τρόπο αυτό υπολογίζεται η απόσταση κάθε σεισμού από την αρχή της ακολουθίας και το μήκος της συνολικής διάρρηξης (μέγιστη απόσταση). Οι μέγιστες αποστάσεις d (km) που προκύπτουν για κάθε σεισμική συγκέντρωση συγκρίνονται με το μέγιστο μέγεθος κάθε ακολουθίας με σκοπό την εύρεση της σχέσης μεταξύ αυτών.

#### 2.4 Στατιστικές παράμετροι – Μέτρα ασυμμετρίας

Για τον έλεγχο της συμμετρίας μιας κατανομής χρησιμοποιούνται η λοξότητα (skewness) και η κύρτωση (kurtosis). Οι τύποι που δίνονται παρακάτω ορίζουν τα μέτρα ασυμμετρίας με τη βοήθεια των ροπών, οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν ως γενίκευση της διασποράς. Η δειγματική κεντρική ροπή τάξης r δίνεται από την σχέση :

$$m_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^r$$
 (2.4)

οπότε ο συντελεστής λοξότητας ορίζεται από την σχέση

$$\alpha_3 = \frac{\mathrm{m}_3}{\mathrm{s}^3} \tag{2.5}$$

και ο συντελεστής κύρτωσης από την σχέση

$$\alpha_4 = \frac{\mathrm{m}_4}{\mathrm{s}^4} \tag{2.6}$$

όπου s η τυπική απόκλιση. Θετικός συντελεστής λοξότητας σημαίνει ότι οι περισσότερες τιμές βρίσκονται δεξιά της επικρατούσας τιμής (κορυφής) (Σχήμα 2.1a). Αρνητικός συντελεστής λοξότητας σημαίνει ότι οι περισσότερες τιμές βρίσκονται στα αριστερά της κατανομής (Σχήμα 2.1c). Στο σχήμα 2.1b έχουμε μια συμμετρική κατανομή και τιμή της λοξότητας ίση με το μηδέν. Για την κύρτωση έχουμε τις περιπτώσεις: (i) να έχει τιμή <3 (Σχήμα 2.1d), τότε η κατανομή λέγεται πλατύκυρτη, (ii) να έχει τιμή >3 (Σχήμα 2.1f), τότε η κατανομή λέγεται λεπτόκυρτη και (iii) όταν α<sub>4</sub>=3 (Σχήμα 2.1e) η κατανομή δεν είναι ούτε υπερβολικά οξεία ούτε ευρεία και προσεγγίζεται από την κανονική.



**Σχήμα 2.1:** Ενδεικτικές απεικονίσεις κατανομών για a,b,c) τις πιθανές τιμές της λοξότητας και d,e,f) τις πιθανές τιμές της κύρτωσης (Κολύβα – Μαχαίρα και Μπόρα – Σέντα, 1998).

Από τους παραπάνω ορισμούς γίνεται αντιληπτό πως μία μετασεισμική ακολουθία θα είχε θετική τιμή της λοξότητας, αφού ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός γίνεται στην αρχή της και έπειτα η ακολουθία φθίνει εκθετικά. Εν αντιθέσει, οι σμηνοσειρές αναμένεται να έχουν αρνητικές ή χαμηλές θετικές τιμές. Αυτό οφείλεται στην ιδιαιτερότητα της κατανομής των σεισμών σε μια σμηνοσειρά, όπου ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός γίνεται αργότερα στην ακολουθία.

### 2.5 Εκτίμηση λοξότητας και κύρτωσης για κάθε σεισμική συγκέντρωση

Για κάθε σεισμική συγκέντρωση μελετήθηκε η κατανομή της σεισμικής ροπής ( $M_0$ ) ως προς το χρόνο, όπως έχει προταθεί από τους Chen and Shearer (2011) και προσδιορίσθηκαν αρχικά η λοξότητα και η χρονική παράμετρος  $t_{max}$ , η οποία εκφράζει τον χρόνο γένεσης του μεγαλύτερου σε μέγεθος σεισμού στην εκάστοτε σεισμική συγκέντρωση. Σκοπός αυτής της διαδικασίας είναι η διάκριση των σεισμικών συγκεντρώσεων σε σμηνοσειρές και μετασεισμικές ακολουθίες σύμφωνα με τις τιμές των παραμέτρων αυτών.

Αρχικά θέτουμε ως σημείο εκκίνησης τον πρώτο χρονικά σεισμό κάθε ακολουθίας ( $T_0$ ) και βρίσκουμε τα ενδιάμεσα διαστήματα ( $T_i$ - $T_0$ ), όπου  $T_i$  ο χρόνος γένεσης κάθε επόμενου σεισμού. Στη συνέχεια κανονικοποιούμε το χρόνο διαιρώντας με την μέση τιμή των τιμών αυτών:

$$t_i = \frac{(T_i - T_0)}{mean(T_i - T_0)}$$
 i=1, N. (2.7)

Έπειτα αντιστοιχούμε το σεισμό με το μέγιστο μέγεθος στην ακολουθία με τον κανονικοποιημένο του χρόνο t<sub>i</sub>, τον οποίο και ονομάζουμε t<sub>max</sub>. Η παράμετρος αυτή είναι ενδεικτική για το αν χαρακτηριστεί μια ακολουθία ως σμηνοσειρά (t<sub>max</sub>>0.4) ή ως μετασεισμική ακολουθία (t<sub>max</sub>≤0.4), σύμφωνα με τους Chen and Shearer (2011). Αυτό οφείλεται στο ότι στις μετασεισμικές ακολουθίες ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός λαμβάνει χώρα νωρίτερα στην ακολουθία σε αντίθεση με τις περισσότερες περιπτώσεις των σμηνοσειρών όπου συμβαίνει αργότερα. Παρ' όλα αυτά υπάρχουν και περιπτώσεις οι οποίες χαρακτηρίζονται ως σμηνοσειρές (λόγω των υπολοίπων παραμέτρων) αλλά η παράμετρος  $t_{max}$  έχει τιμές κοντά στο μηδέν. Σύμφωνα με τους Chen and Shearer (2011), οι περιπτώσεις αυτές χαρακτηρίζονται ως σμηνοσειρές με το μέγιστο μέγεθος νωρίτερα στην ακολουθία (early- $M_{max}$ ). Στην παρούσα εργασία θεωρούμε πως αυτή η τιμή αντιστοιχεί στο όριο μετασεισμικής ακολουθίας και σμηνοσειράς και εξετάζουμε αν τα δεδομένα που προκύπτουν συμφωνούν με αυτό ή απαιτείται διαφοροποίηση.

Στη συνέχεια υπολογίζουμε την λοξότητα (skewness) της σεισμικής ροπής ως προς το χρόνο

$$F(t) = \int_{t_0}^t M_0 dt \tag{2.8}$$

Για κάθε σεισμό της ακολουθίας υπολογίζουμε την σεισμική ροπή ( $M_0$ ) όπως δίνεται από την σχέση των Hanks and Kanamori (1979)

$$M_o = 10^{1.5M_w(i) + 16.1} \tag{2.9}$$

όπου  $M_L$  είναι το μέγεθος κάθε σεισμού της ακολουθίας. Στην συνέχεια υπολογίζουμε τον κεντροειδή χρόνο (centroid time),  $\bar{t}$ , της σεισμικής ροπής, ο οποίος προκύπτει από τον σταθμισμένο μέσο χρόνο (weighted mean time) (Jordan ,1991)

$$\bar{t} = \frac{\sum_{1}^{N} t_i M_0(i)}{\sum_{1}^{N} M_0(i)} \quad . \tag{2.10}$$

Επιπλέον, οι επιμέρους σεισμικές ροπές (Mo) κανονικοποιούνται σύμφωνα με την σχέση

$$m_o(i) = \frac{M_o(i)}{\sum_{1}^{N} M_o(i)}$$
(2.11)

έτσι ώστε  $F(t \rightarrow \infty)=1$ . Η ροπή τρίτης τάξης (μ<sub>3</sub>) και η τυπική απόκλιση (σ) της κάθε ακολουθίας υπολογίζονται σύμφωνα με τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\mu_3 = \sum_1^N (t_i - \bar{t})^3 m_o(i) \qquad (2.12)$$
$$\sigma = \sqrt{\sum_1^N (t_i - \bar{t})^2 m_o(i)} \qquad (2.13).$$

Τέλος για τον υπολογισμό της λοξότητας της σεισμικής ροπής (skewness) χρησιμοποιείται η σχέση:

skewness = 
$$\frac{\mu_3}{\sigma^3}$$
. (2.14)

Σύμφωνα με τους Roland and McGuire (2009), η λοξότητα για τις μετασεισμικές ακολουθίες λαμβάνει πολύ υψηλές θετικές τιμές (περίπου 30) ενώ για τις σμηνοσειρές οι αντίστοιχες τιμές είναι αρνητικές ή χαμηλές θετικές (-2, 2). Συνδυάζοντας την λοξότητα και την παράμετρο  $t_{max}$  διακρίνουμε τις σεισμικές συγκεντρώσεις σε σμηνοσειρές και μετασεισμικές ακολουθίες.

Ως ένα επιπλέον κριτήριο για αυτήν τη διάκριση προτείνεται ο υπολογισμός της κύρτωσης της σεισμικής ροπής κάθε ακολουθίας. Όπως αναφέρθηκε και στον ορισμό η κύρτωση

02/19/2015 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

παρουσιάζει διαφοροποίηση άνω και κάτω της τιμής 3 (λεπτόκυρτη, πλατύκυρτη). Σε συνδυασμό με την σεισμική ροπή αναμένουμε μεγάλες τιμές (>3) για τις μετασεισμικές ακολουθίες όπου και υπάρχει σεισμός με μέγεθος μεγαλύτερο από τους υπόλοιπους. Στις σμηνοσειρές όμως που το μέγεθος δεν έχει την ίδια διαφοροποίηση αναμένουμε μικρότερες τιμές της κύρτωσης.

Η κύρτωση (kurtosis) υπολογίζεται με τις σχέσεις, για τις οποίες οι επιμέρους ποσότητες είναι ίδιες όπως και για την λοξότητα.

$$\mu_{4} = \sum_{1}^{N} (t_{i} - \bar{t})^{4} m_{o}(i) \quad (2.15)$$
  
kurtosis =  $\frac{\mu_{4}}{\sigma^{4}}$  (2.16).

Τέλος, έχει παρατηρηθεί σε διάφορους τομείς των φυσικών επιστημών, πως η λοξότητα και η κύρτωση συνδέονται με μια παραβολική σχέση (Sattin et al., 2009, μεταξύ άλλων). Ο Cristelli και οι συνεργάτες του (2012), μελέτησαν την σχέση μεταξύ κύρτωσης και λοξότητας σε χρηματιστηριακά δεδομένα και δεδομένα καταλόγων σεισμών. Όσον αφορά τους καταλόγους σεισμών, μελέτησαν την κατανομή της σεισμικής ροπής για σεισμούς με μέγεθος M≥5.5 και για διάστημα 25 ετών, χωρίζοντας τον κατάλογο σε επιμέρους τμήματα των 100 σεισμών. Παρατήρησαν πως η παραβολική σχέση μεταξύ των τιμών της κύρτωσης και της λοξότητας ισχύει και για αυτές τις περιπτώσεις. Για τα σεισμολογικά δεδομένα παρατήρησαν πως υπάρχει μόνο το θετικό τμήμα της παραβολικής καμπύλης σε αντίθεση με τις μετοχές όπου υπήρχαν και αρνητικές τιμές. Η διαφορά αυτή έγκειται στο γεγονός ότι οι σεισμοί μελετήθηκαν ως προς την σεισμική ροπή μόνο και χωρίς να γίνεται περαιτέρω διάκριση, συνεπώς δεν υπήρχαν αρνητικές τιμές της λοξότητας. Τα χρηματιστηριακά δεδομένα αφορούσαν τις διακυμάνσεις των τιμών μιας μετοχής ανά ημέρα και συνεπώς κάλυπταν μεγάλο εύρος τιμών.

#### 2.6 Μοντέλο μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου (ETAS)

Το μοντέλο ETAS αποτελεί μια σημειακή διαδικασία η οποία γενικεύει τον νόμο του Omori (Omori, 1894; Utsu, 1961; Ogata, 1988). Το μοντέλο αυτό θεωρεί πως κάθε σεισμός, ανεξαρτήτως μεγέθους, έχει την δική του μετασεισμική ακολουθία. Ο θεωρητικός ρυθμός γένεσης σεισμών για ορισμένο χρονικό διάστημα t, υπολογίζεται από την σχέση:

$$R(t) = \mu + \sum_{t_i \le t} \frac{K e^{a(M_i - M_c)}}{(t - t_i + c)^p}$$
(2.17)

02/19/2015 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

όπου μ είναι ο ρυθμός σεισμικότητας υποβάθρου, η παράμετρος c εξασφαλίζει ότι ο ρυθμός σεισμικότητας παραμένει πεπερασμένος χρονικά πολύ κοντά στον κύριο σεισμό, η παράμετρος p εκφράζει την ετερογένεια και πολυπλοκότητα της ζώνης διάρρηξης, το a σχετίζεται με την ικανότητα κάθε σεισμού να προκαλεί τους δικούς του μετασεισμούς σε σχέση με το μέγεθός του και το K σχετίζεται με το μέγεθος του κύριου σεισμού και το κατώτερο όριο μεγέθους μετασεισμών. Αφού ορισθεί το μέγεθος πληρότητας (M<sub>c</sub>) του καταλόγου, οι παράμετροι αυτές εκτιμώνται με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood), βάσει των παρατηρούμενων χρόνων t<sub>i</sub> και μεγεθών M<sub>i</sub> του καταλόγου αυτού (Ogata,1988).

Για τον υπολογισμό του μετασχηματισμένου χρόνου Λ(t) χρησιμοποιείται η σχέση:

$$\Lambda(t) = \int_0^t R(s)ds \qquad (2.18)$$

όπου το R είναι ο ρυθμός σεισμικότητας που έχει προβλέψει το μοντέλο ETAS (Ogata, 1988). Με τον τρόπο αυτό οι χρόνοι t<sub>i</sub> μετασχηματίζονται σε τ<sub>i</sub>= $\Lambda(t_i)$ . Όταν οι σεισμοί ενός καταλόγου περιγράφονται επαρκώς από το μοντέλο ETAS, τότε η ακολουθία t<sub>i</sub> ακολουθεί μια ομογενή διαδικασία Poisson και η σχηματική απεικόνιση του πραγματικού αθροιστικού αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με τον θεωρητικό αθροιστικό αριθμό σεισμών θα είναι γραμμική. Σε αντίθετη περίπτωση, όπου το μοντέλο ETAS δεν μπορεί να περιγράψει επαρκώς την σεισμικότητα μιας περιοχής, τότε η πραγματική καμπύλη αποκλίνει της θεωρητικής (Ogata, 2005).

Όπως έχει διαπιστωθεί και από τους Llenos et al. (2009), όταν υπάρχουν σμηνοσειρές σε έναν κατάλογο σεισμών, αυτές δεν μπορούν να προσεγγιστούν από το ETAS και η θεωρητική καμπύλη του ρυθμού σεισμικότητας αποκλίνει από την πραγματική. Με σκοπό την εύρεση τέτοιων ανωμαλιών εφαρμόζεται το μοντέλο ETAS στην παρούσα εργασία. Η εύρεση των θεωρητικών τιμών γίνεται με το πακέτο προγραμμάτων SASeis2006 (Statistical Analysis of Seismicity), γραμμένο σε γλώσσα Fortran (Ogata, 2006).

## Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο

### 3.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των δεδομένων σεισμών για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, σύμφωνα με τις μεθόδους που προαναφέρθηκαν. Αρχικά παρουσιάζεται ο κατάλογος σεισμών που χρησιμοποιείται και καθορίζεται το μέγεθος πληρότητας. Η περιοχή έρευνας διακρίνεται σε δύο τμήματα, το Ανατολικό και το Δυτικό, αντίστοιχα. Αναγνωρίζονται οι σεισμικές συγκεντρώσεις (clusters) και προσδιορίζονται οι ιδιότητές τους στο χώρο και στο χρόνο. Στη συνέχεια υπολογίζονται οι στατιστικές παράμετροι (λοξότητα, κύρτωση) οι τιμές των οποίων συμβάλλουν στην διάκριση των σεισμικών συγκεντρώσεων σε σμηνοσεισμούς και μετασεισμικές ακολουθίες. Επίσης, εφαρμόζεται το στοχαστικό μοντέλο ΕΤΑS για τη μελέτη ανά έτος της σεισμικών εξάρσεων. Τέλος γίνεται ανασκόπηση των αποτελεσμάτων για όλη την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου.

#### 3.2 Δεδομένα

Ο αρχικός κατάλογος που εξετάστηκε για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου καλύπτει χρονικά το διάστημα 01/01/2008-31/12/2012 και χωρικά καλύπτει την περιοχή από 21.5°-23.5° γεωγραφικό μήκος και 38.0°-38.5° γεωγραφικό πλάτος. Πρόκειται για χρονικό διάστημα κατά το οποίο λειτουργεί το Ελληνικό Ενοποιημένο Σεισμολογικό Δίκτυο (ΕΕΣΔ). Περιέχει δεδομένα τόσο από τους καταλόγους σεισμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών όσο και από τον Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η διαφορά που προκύπτει στον υπολογισμό των μεγεθών των σεισμών μας οδήγησε στην επιλογή του καταλόγου του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ., κυρίως για λόγους ομοιογένειας. Σύγκριση των μεγεθών που υπολογίζονται από τον Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ, με άλλες κλίμακες μεγεθών, δείχνει ότι μέχρι την 31 Ιουλίου 2008 υπήρχε μία συστηματική διαφορά στο μέγεθος των σεισμών, σε σχέση με το επόμενο διάστημα, της τάξεως του 0.5. Για το λόγο αυτό διορθώθηκαν κατά 0.5 τα μεγέθη για το χρονικό διάστημα από 01 Ιανουαρίου – 31 Ιουλίου 2008.

Για να προχωρήσουμε στην επεξεργασία των δεδομένων είναι απαραίτητο να βρούμε το ελάχιστο μέγεθος για το οποίο ο κατάλογος θεωρείται πλήρης. Επειδή στο χρονικό διάστημα μελέτης δεν έχει μεταβληθεί σημαντικά το σεισμολογικό δίκτυο στην ευρύτερη περιοχή του

Κορινθιακού κόλπου, θεωρήθηκε ότι η καμπύλη του λογαρίθμου της αθροιστικής συχνότητας των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον αξιόπιστο υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας. Για το σύνολο των δεδομένων υπολογίστηκε το μέγεθος πληρότητας M<sub>c</sub>=2.0, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1, καθώς επίσης και η κλίση της ευθείας με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων.



Σχήμα 3.1: Αθροιστικό (τετράγωνα) και μη-αθροιστικό (τρίγωνα) πλήθος σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος για την χρονική περίοδο 2008-2012. Με κόκκινη γραμμή παρουσιάζεται η εξίσωση της ευθείας των ελαχίστων τετραγώνων.

Η χωρική κατανομή των επικέντρων της περιοχής (Σχήμα 3.2) δείχνει ότι ο αριθμός των σεισμών στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου είναι πολύ μεγαλύτερος από ότι στο ανατολικό. Για το λόγο αυτό η εξέταση της περιοχής έγινε σε δύο επιμέρους τμήματα, Δυτικό τμήμα (21.5° - 22.5°) και Ανατολικό τμήμα (22.5° – 23.5°).



**Σχήμα 3.2:** Χωρική κατανομή των επικέντρων για την χρονική περίοδο 2008-2012. Τα μεγέθη των σεισμών συμβολίζονται με κύκλους διαφορετικού μεγέθους.

### 3.3 Ανατολικό τμήμα Κορινθιακού Κόλπου

### 3.3.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων

Με σκοπό την επιλογή των καταλληλότερων παραμέτρων για την εύρεση των σεισμικών συγκεντρώσεων, χρησιμοποιήθηκαν τρεις διαφορετικοί συνδυασμοί των παραμέτρων αυτών, όπως φαίνονται στον πίνακα 3.1. Όπως έχει αναφερθεί στην παράγραφο 2.2, μετά από δοκιμές θεωρήθηκαν κάποιες τυπικές, μέγιστες και ελάχιστες τιμές των παραμέτρων αυτών. Συνδυασμοί αυτών των παραμέτρων χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία.

Παράμετροι	Περίπτωση 1	Περίπτωση 2	Περίπτωση 3	
t <sub>min</sub>	1	1	1	
t <sub>max</sub>	15	15	15	
P <sub>1</sub>	0.95	0.99	0.99	
X <sub>meff</sub>	2.0	2.0	2.0	
X <sub>k</sub>	0.5	1	1	
r <sub>fact</sub>	10	10	20	

Πίνακας 3.1: Παράμετροι εισαγωγής στο πρόγραμμα για την διαδικασία της αναγνώρισης των σεισμικών συγκεντρώσεων.

Στην πρώτη περίπτωση (περίπτωση 1) χρησιμοποιήθηκαν οι προτεινόμενες τιμές των παραμέτρων (Παράγραφος 2.2) για την μέγιστη πιθανότητα (P<sub>1</sub>) ένας σεισμός να είναι μέλος μιας σεισμικής συγκέντρωσης, για τον συντελεστή x<sub>k</sub>, και την ακτίνα αλληλεπίδρασης r<sub>fact</sub>. Στην δεύτερη περίπτωση (περίπτωση 2) μεγιστοποιήθηκε η τιμή της πιθανότητας (P<sub>1</sub>), καθώς και ο συντελεστής x<sub>k</sub>, ενώ η τιμή της παραμέτρου x<sub>meff</sub> θεωρήθηκε ίση με το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου. Στην τρίτη περίπτωση (περίπτωση (περίπτωση 3) οι τιμές των παραμέτρων έλαβαν τις μέγιστες τιμές τους. Με την εισαγωγή των παραμέτρων στο πρόγραμμα για κάθε περίπτωση, προκύπτουν τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στο σχήμα 3.3.



Σχήμα 3.3: Αθροιστικές καμπύλες σεισμών σε συνάρτηση με το χρόνο για τους καταλόγους που δεν περιέχουν τις σεισμικές συγκεντρώσεις (αριστερά), και για τους καταλόγους που έχουν μόνο τις σεισμικές συγκεντρώσεις (δεξιά) για τις 3 εξεταζόμενες περιπτώσεις. Με μαύρο χρώμα η πρώτη περίπτωση, με κόκκινο η δεύτερη και με μπλε η τρίτη.

Οι δύο ομάδες δεδομένων που προκύπτουν για κάθε περίπτωση αποτελούνται από τον κατάλογο που περιέχει μόνο τις σεισμικές συγκεντρώσεις (clustered), έτσι όπως έχουν υπολογιστεί από το πρόγραμμα, και από τον κατάλογο που περιέχει τους υπόλοιπους σεισμούς, χωρίς να περιλαμβάνονται σε αυτόν οι σεισμικές συγκεντρώσεις (declustered catalogue). Στο αριστερό τμήμα του σχήματος 3.3 απεικονίζεται ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών σε συνάρτηση με το χρόνο για τον κατάλογο που δεν περιέχει τις σεισμικές συγκεντρώσεις. Αυτό που μας ωθεί στο να διαλέξουμε έναν από τους τρεις συνδυασμούς παραμέτρων είναι το κατά πόσο προσεγγίζει την κατανομή Poisson η καμπύλη αυτή.

Τα κριτήρια που θέτουμε εκ πρώτης όψεως φαίνεται πως πληρούνται από την τρίτη περίπτωση. Παρ' όλα αυτά, η περίπτωση αυτή απορρίπτεται διότι η τιμή της παραμέτρου Rfact, η οποία προσδιορίζει την ακτίνα επίδρασης μιας σεισμικής συγκέντρωσης, είναι πολύ μεγάλη (20 χλμ) σε σχέση με την εξεταζόμενη περιοχή και τις δομές τις οποίες εμπεριέχει. Έτσι επιλέγουμε τον δεύτερο συνδυασμό των παραμέτρων, ο οποίος παρέχει επιπλέον την μέγιστη πιθανότητα να ανήκει ένας σεισμός σε μια σεισμική συγκέντρωση.

Ο πλήρης κατάλογος του ανατολικού τμήματος του Κορινθιακού κόλπου περιέχει 665 σεισμούς, εκ των οποίων οι 236 έχουν εκδηλωθεί με τη μορφή σεισμικών εξάρσεων. Οι 482 αποτελούν τον κατάλογο ο οποίος δεν περιέχει τις σεισμικές συγκεντρώσεις παρά μόνο τους μεγαλύτερους σε μέγεθος σεισμούς αυτών και σεισμούς οι οποίοι δεν εντάσσονται σε ομάδες. Στο σχήμα 3.4 απεικονίζεται ο αριθμός των σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο για τους 3 καταλόγους. Με τα κόκκινα αστέρια συμβολίζονται οι σεισμοί με Μ≥4.0, με σκοπό να συσχετισθούν οι απότομες αυξήσεις στον αριθμό των σεισμών την γένεση μεγάλων σε μέγεθος σεισμών. Παρατηρούμε πως αυτό δεν συμβαίνει σε όλες τις περιπτώσεις κατά τις

οποίες μεταβάλλεται απότομα η κλίση της καμπύλης, συνεπώς απότομες αυξήσεις στο ρυθμό σεισμικότητας συνδέονται και με μικρότερα μεγέθη.



Σχήμα 3.4: Αθροιστικές καμπύλες σεισμών σε συνάρτηση με το χρόνο για την εξεταζόμενη χρονική περίοδο. Με μαύρη γραμμή συμβολίζεται ο πλήρης κατάλογος, με μπλε ο κατάλογος που παρουσιάζει την κανονική κατανομή της σεισμικότητας στην περιοχής (χωρίς τις σεισμικές συγκεντρώσεις) και με κόκκινη ο κατάλογος που περιέχει μόνο τις σεισμικές συγκεντρώσεις. Με αστέρια συμβολίζονται οι σεισμοί με μέγεθος Μ≥4.0.

Στο σχήμα 3.5 απεικονίζεται το μέγεθος κάθε σεισμού σε συνάρτηση με τον χρόνο για τους τρεις επιμέρους καταλόγους (πλήρης κατάλογος, κατάλογος των σεισμικών συγκεντρώσεων, κατάλογος της κανονικής σεισμικότητας της περιοχής). Ακόμη χαρτογραφούνται (Σχήμα 3.6) τα επίκεντρα των σεισμών των τριών καταλόγων. Παρατηρούμε πως οι σεισμικές συγκεντρώσεις καταλαμβάνουν ορισμένο χώρο στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου (Σχήμα 3.6c).



Σχήμα 3.5: Διαγράμματα μεγεθών ως προς το χρόνο για τον πλήρη κατάλογο (a), των κατάλογο που περιέχει μόνο τις σεισμικές συγκεντρώσεις (b) και τον κατάλογο που παρουσιάζει την κανονική κατανομή της σεισμικότητας στην περιοχή (χωρίς τις σεισμικές συγκεντρώσεις) (c).



Σχήμα 3.6: Χωρική κατανομή των επικέντρων για a) τον πλήρη κατάλογο, b) για τον κατάλογο που παρουσιάζει την κανονική κατανομή της σεισμικότητας στην περιοχή (χωρίς τις σεισμικές συγκεντρώσεις) και c) για τον κατάλογο που περιέχει τις σεισμικές συγκεντρώσεις.

Στη συνέχεια οι 236 σεισμοί του καταλόγου χωρίστηκαν σε 54 σεισμικές συγκεντρώσεις. Για τον καθορισμό της χωρικής και χρονικής κατανομής των σεισμικών συγκεντρώσεων, χαρτογραφούμε τα επίκεντρα των σεισμών κατά μήκος τομής με διεύθυνση Α-Δ σε συνάρτηση με τον χρόνο (Σχήμα 3.7). Η διεύθυνση αυτή επιλέχθηκε διότι όπως έχει δειχθεί από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή επικρατούν ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ. Με κόκκινο χρώμα αναπαριστώνται οι σεισμικές συγκεντρώσεις που ορίζονται με βάση τα κριτήρια που έχουν τεθεί, ενώ με μαύρο οι υπόλοιποι σεισμοί. Παρατηρούμε πως οι συγκεντρώσεις αποτελούν ομάδες οι οποίες καταλαμβάνουν ορισμένο χώρο και χρόνο, καθώς επίσης το μέγιστο μήκος δεν ξεπερνά τα 10 km.



Σχήμα 3.7: Χωρο-χρονική κατανομή των επικέντρων σε τομή Α-Δ διεύθυνσης για το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Με κόκκινο συμβολίζονται οι σεισμοί που ανήκουν σε σεισμική συγκέντρωση ενώ με μαύρο οι σεισμοί οι οποίοι είναι ανεξάρτητοι.

Από τις 54 αυτές σεισμικές συγκεντρώσεις, επιλέγουμε αυτές που έχουν αριθμό σεισμών N≥10 και χρονικά πληρούν τις προϋποθέσεις που έθεσε ο Mogi (1963). Επιπλέον, επιλέγεται και ένα δεύτερο σύνολο σεισμικών συγκεντρώσεων των οποίων ο αριθμός των σεισμών είναι 5≤N<10 και περιορίζονται χρονικά στο διάστημα λίγων ωρών. Έτσι προκύπτουν συνολικά 9 σεισμικές συγκεντρώσεις οι παράμετροι των οποίων παρατίθενται στον πίνακα 3.2. Αναλυτικότερα, στην πρώτη στήλη αναφέρεται ο κωδικός για κάθε σεισμική συγκέντρωση ο οποίος θα χρησιμοποιείται στην συνέχεια του κειμένου, στην δεύτερη στήλη αναφέρεται ο χρόνος έναρξης της κάθε ακολουθίας ενώ στην τρίτη η διάρκεια της κάθε ακολουθίας σε ημέρες. Στην τέταρτη στήλη αναφέρεται το μέγεθος του μεγαλύτερου σεισμού της κάθε ακολουθίας, στην πέμπτη και έκτη στήλη οι μέσες επικεντρικές συντεταγμένες. Στην έβδομη στήλη αναφέρεται ο αριθμός των σεισμών που περιέχεται σε κάθε ακολουθία με μέγεθος μεγαλύτερο του μεγέθους πληρότητας. Τέλος, στην τελευταία στήλη αναφέρεται το μήκος διάρρηξης για κάθε σεισμική συγκέντρωση.

Σ/Α	Χρόνος έναρξης	Διάρκεια	M <sub>max</sub>	Μέσο Επίκεντρο		Αριθμός σεισμών	d <sub>max</sub> (Km)
Δ 1	21/10/2008 15:20	3.46	3.6	22 581	28 155	10	2.8
AI	21/10/2008,13.20	5.40	5.0	22.361	36.133	10	5.8
A2	16/5/2009,12:56	6.17	4.5	22.672	38.123	17	5.7
A3	2/9/2009, 08:17	4.88	4.4	23.279	38.093	29	5.3
A4	27/1/2011, 11:58	0.5675	3.3	23.159	38.212	15	2.7
A5	22/9/2012, 03:52	1.75	4.9	22.705	38.078	15	6.2
A6	1/10/2012 , 23:56	1.13	3.2	22.682	38.093	47	3.4
al	19/11/2009, 04:04	0.056	3.4	22.678	38.247	5	1
a2	2/9/2010, 03:53	0.57	4.2	23.158	38.222	6	2.1
a3	5/3/2012, 03:05	1.49	2.6	23.449	38.3	5	1.3

Πίνακας 3.2: Πληροφορίες για τις χρονικές και χωρικές ιδιότητες των σεισμικών συγκεντρώσεων.

Στο σχήμα 3.8 έχουν χαρτογραφηθεί τα μέσα επίκεντρα των σεισμικών συγκεντρώσεων καθώς και ο κωδικός ο οποίος αντιστοιχεί στον πίνακα 3.2. Η πλειονότητα των σεισμικών εξάρσεων καταλαμβάνει το νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής έρευνας.



**Σχήμα 3.8:** Χωρική κατανομή των μέσων επικεντρικών συντεταγμένων των σεισμικών συγκεντρώσεων. Ο κωδικός για κάθε σεισμική συγκέντρωση αναφέρεται στον πίνακα 3.2.

#### 3.3.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων

Σύμφωνα με προηγούμενες έρευνες στην περιοχή επικρατούν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ. Η κατανομή των επικέντρων των σεισμικών συγκεντρώσεων αναμένεται να ακολουθεί αυτή την διεύθυνση. Με σκοπό τον προσδιορισμό των χωρικών και χρονικών ιδιοτήτων της εκάστοτε σεισμικής συγκέντρωσης έγινε χαρτογράφηση των επικέντρων καθώς και του μεγέθους σε συνάρτηση με τον χρόνο για κάθε έξαρση χωριστά. Επιπλέον, σε ορισμένες περιπτώσεις υπάρχουν μηχανισμοί γένεσης οι παράμετροι των οποίων συνοψίζονται στον Πίνακα 3.3 για το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου.

Πίνακας 3.3: Λύσεις μηχανισμών γένεσης για την περιοχή του Ανατολικού Κορινθιακού Κόλπου (http://geophysics.geo.auth.gr/ss/).

Χρόνος Γένεσης	Επίι	κεντρο	M <sub>w</sub>	Παράταξη	Κλίση	Γωνία ολίσθησης	Βάθος	Σ/Α
2009/05/17, 11:59	22.69	38.127	4.6	282	49	-91	6	A2
2010/09/02, 03:53	23.16	38.23	3.9	98	79	-33	6	a2
2012/09/22, 03:52	22.74	38.075	5.1	86	58	-97	7	A5

Στο σχήμα 3.9 εξετάζεται χωρο-χρονικά η σεισμική συγκέντρωση A1. Η διάρκεια εκδήλωσης της σεισμικής δραστηριότητας είναι 3.5 ημέρες και ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός λαμβάνει χώρα κατά την δεύτερη ημέρα της σεισμικής έξαρσης.



Σχήμα 3.9: Χωρική κατανομή επικέντρων για την σεισμική συγκέντρωση A1 (αριστερά) και κατανομή των μεγεθών με το χρόνο (δεξιά).

Στο σχήμα 3.10 εξετάζεται χωρο-χρονικά η σεισμική συγκέντρωση A2. Η σεισμική δραστηριότητα έχει διάρκεια 7 ημέρες και ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός είναι ο τρίτος σεισμός της ακολουθίας. Για την σεισμική συγκέντρωση υπάρχει μηχανισμός γένεσης ο οποίος μας δείχνει ένα κανονικό ρήγμα με διεύθυνση A-Δ.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.10: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.9 για τη σεισμική συγκέντρωση Α2.

Στο σχήμα 3.11 εξετάζεται η σεισμική συγκέντρωση A3, η δεύτερη για το έτος 2009. Ο πρώτος σεισμός της συγκέντρωσης είναι ο μεγαλύτερος σε μέγεθος και ο αριθμός των σεισμών ελαττώνεται έντονα μετά την πρώτη ημέρα. Η συνολική διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας είναι 5 ημέρες.



Σχήμα 3.11: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.9 για τη σεισμική συγκέντρωση Α3.

Στο σχήμα 3.12 εξετάζεται η σεισμική συγκέντρωση A4. Παρατηρούμε πως ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός έγινε στο τέλος της σεισμικής συγκέντρωσης ενώ η συνολική της διάρκεια ήταν λιγότερο από μία ημέρα.



Σχήμα 3.12: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.9 για τη σεισμική συγκέντρωση Α4.

Στο σχήμα 3.13 εξετάζεται η σεισμική συγκέντρωση A5 ενώ στο σχήμα 3.14 εξετάζεται η σεισμική συγκέντρωση A6. Οι δύο σεισμικές συγκεντρώσεις αποτελούν μέρος της

ακολουθίας που ξεκίνησε στις 22 Σεπτεμβρίου 2012, οι σεισμοί της οποίας αναλύθηκαν εκτενώς. Λόγω των περισσότερων δεδομένων και των αναλύσεων όλων των σεισμών ανεξαρτήτως μεγέθους, υπολογίστηκε εκ νέου η πληρότητα για τα δεδομένα της συγκεκριμένης ακολουθίας (M<sub>c</sub>=1.5). Σύμφωνα με τα χρονικά κριτήρια που τέθηκαν για την αναγνώριση των σεισμικών συγκεντρώσεων, προκύπτει πως η συγκεκριμένη ακολουθία μπορεί να διακριθεί σε δύο ξεχωριστές υπό-ακολουθίες. Επιπλέον γίνεται σαφές και από την χωρική κατανομή των επικέντρων (Σχήματα 3.13 και 3.14) πως υπάρχει μια μετατόπιση προς τα δυτικά. Η δραστηριότητα ξεκίνησε με μικρούς σεισμούς στα ανατολικά, ενώ την πρώτη ημέρα έγινε ο ισχυρότερος σεισμός της ανατολικής συγκέντρωσης με M=5.0. Επίσης παρατηρούμε πως η σεισμική συγκέντρωση Α6 περιέχει τρεις σεισμούς με παρόμοιο μέγεθος (M=3.0), οι οποίοι έγιναν αρκετές μέρες αργότερα σε σχέση με τον πρώτο σεισμό της σεισμικής συγκέντρωσης Α5 καθώς και δυτικότερά του. Ο μηχανισμός γένεσης για τον σεισμό που έγινε στις 22 Σεπτεμβρίου (M=5.1) δείχνει ένα κανονικό ρήγμα με διεύθυνση Α-



Σχήμα 3.13: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.9 για τη σεισμική συγκέντρωση Α5.



Σχήμα 3.14: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.9 για τη σεισμική συγκέντρωση Α6.

Στα σχήματα 3.15-17 απεικονίζονται οι χωρικές και χρονικές ιδιότητες της δεύτερης υποομάδας δεδομένων με αριθμό σεισμών 5≤N<10 (a1,a2,a3). Αναλυτικότερα, στο σχήμα 3.15 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση με κωδικό a1 η διάρκεια της οποίας είναι 0.08 ημέρες (περίπου 2 ώρες) και κατανομή των επικέντρων με διεύθυνση Α-Δ.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.15: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.9 για τη σεισμική συγκέντρωση a1.

Στο σχήμα 3.16 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση a2 η διάρκεια της οποίας είναι 17 ώρες. Στην αρχή της σεισμικής συγκέντρωσης λαμβάνει χώρα ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός (M=3.9) για τον οποίο και υπάρχει μηχανισμός γένεσης.



Σχήμα 3.16: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.9 για τη σεισμική συγκέντρωση a2.

Τέλος, στο σχήμα 3.17 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση a3 η διάρκεια του οποίου είναι 36 ώρες, χωρίς την υπεροχή κάποιου σεισμού σε μέγεθος.



Σχήμα 3.17: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.9 για τη σεισμική συγκέντρωση a3.

#### 3.3.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων

Μετά τον χωρο-χρονικό προσδιορισμό των σεισμικών συγκεντρώσεων το επόμενο βήμα αποτελεί η διάκρισή τους σε σμηνοσειρές και μετασεισμικές ακολουθίες. Για τον σκοπό αυτό υπολογίζεται η λοξότητα και η κύρτωση της σεισμικής ροπής ως προς το χρόνο όπως προαναφέρθηκε (παράγραφοι 2.4-2.5) καθώς και η παράμετρος  $t_{max}$  η οποία αφορά τον χρόνο γένεσης του μεγαλύτερου σε μέγεθος σεισμού. Στα σχήματα 3.18 και 3.19 απεικονίζεται η κατανομή της σεισμικής ροπής ως προς το χρόνο όπως σεισμική συγκέντρωση. Συγκεκριμένα στο σχήμα 3.18 παρατηρούμε τα διαγράμματα σεισμικής ροπής ως προς χρόνο για τις ακολουθίες με αριθμό σεισμών Ν≥10, ενώ στο σχήμα 3.19 απεικονίζονται οι ακολουθίες με αριθμό σεισμών 5≤N<10. Τα διαγράμματα αυτά έχουν σκοπό να δείξουν πως κατανέμεται η σεισμική ροπή ως προς τον χρόνο. Από την κατανομή αυτή προκύπτουν οι τιμές της λοξότητας και κύρτωσης για κάθε σεισμική συγκέντρωση. Στον πίνακα 3.4 αναφέρονται οι τιμές της λοξότητας, κύρτωσης και η τιμή  $t_{max}$  για κάθε ακολουθία. Ακολουθείται η ίδια αρίθμηση που έχει δοθεί στον πίνακα 3.2.



Σχήμα 3.18: Κατανομή της σεισμικής ροπής ως προς τον κανονικοποιημένο χρόνο για τις σεισμικές συγκεντρώσεις (A1-A6) με Ν≥10.



Σχήμα 3.19: Κατανομή της σεισμικής ροπής ως προς τον κανονικοποιημένο χρόνο για τις σεισμικές συγκεντρώσεις (a1-a3) με  $5 \le N \le 10$ .

Όπως αναλύθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, για τις σμηνοσειρές αναμένουμε αρνητικές έως μικρές θετικές τιμές της λοξότητας (S) και την τιμή της παραμέτρου  $t_{max}>0.4$  ενώ για τις μετασεισμικές ακολουθίες οι τιμές της λοξότητας είναι θετικές ενώ η παράμετρος  $t_{max}\leq0.4$ . Με βάση αυτά τα κριτήρια διακρίνουμε τις περιπτώσεις A1, A4, A6 ως σμηνοσειρές (swarms) και τις περιπτώσεις A2, A3, A5 ως μετασεισμικές ακολουθίες (MS-AS).

Εκτός των δύο αυτών παραμέτρων υπολογίζεται και η κύρτωση (K) της σεισμικής ροπής με το χρόνο με σκοπό να αποτελέσει ένα επιπλέον κριτήριο για την διάκριση των σεισμικών συγκεντρώσεων. Παρατηρείται πως οι συγκεντρώσεις που χαρακτηρίσθηκαν ως σμηνοσειρές λαμβάνουν τιμές K $\leq$ 6 ενώ οι μετασεισμικές ακολουθίες λαμβάνουν τιμές K $\geq$ 6 (Πίνακας 3.4). Παρατηρούμε πως οι τιμές της κύρτωσης και της λοξότητας συμβάλλουν στον διαχωρισμό των σεισμικών συγκεντρώσεων σε μετασεισμικές ακολουθίες και σμηνοσειρές.

Όσον αφορά τις συγκεντρώσεις με αριθμό σεισμών  $5 \le N < 10$ , οι τιμές του t<sub>max</sub> καθώς και της λοξότητας παρέχουν μια πρώτη διάκριση. Όμως λόγω του μικρού αριθμού των σεισμών καθώς και της μικρής χρονικής διάρκειας κάθε έξαρσης δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός όπως στις υπόλοιπες συγκεντρώσεις (N≥10). Παρ' όλα αυτά οι σεισμικές αυτές

συγκεντρώσεις μπορεί να θεωρηθεί πως παρουσιάζουν χαρακτηριστικά σμηνοσειρών (a3) και μετασεισμικών ακολουθιών (a1, a2).

Σ/Α	S	К	t <sub>max</sub>	Είδος ακολουθίας
A1	-1.01	5.83	1.625	Σμηνοσειρά
A2	5.92	74.8	0.316	Μετασεισμική
A3	8.83	88.8	0	Μετασεισμική
A4	-1.4	3.54	1.522	Σμηνοσειρά
A5	30.66	997.22	0	Μετασεισμική
A6	1.07	2.47	0.99	Σμηνοσειρά
al	2.33	13.85	0.95	Μετασεισμική
a2	25.82	745.32	0	Μετασεισμική
a3	0.48	1.84	0.02	Σμηνοσειρά

**Πίνακας 3.4:** Τιμές της λοξότητας, κύρτωσης και της παραμέτρου t<sub>max</sub> για κάθε σεισμική συγκέντρωση. Οι κωδικοί αντιστοιχούν στον πίνακα 3.2.

Με σκοπό την εύρεση της σχέσης μεταξύ των δύο στατιστικών παραμέτρων (κύρτωσηλοξότητα) έγινε συσχέτιση των τιμών αυτών που αντιστοιχούν σε κάθε σεισμική συγκέντρωση, στο διάγραμμα του σχήματος 3.20a. Παρατηρείται ότι η σχέση μεταξύ της λοξότητας και της κύρτωσης είναι παραβολική. Στο σχήμα 3.20b έχει γίνει διάγραμμα των τιμών της κύρτωσης με το τετράγωνο των τιμών της λοξότητας. Η σχέση μεταξύ των τιμών αυτών είναι γραμμική. Η ευθεία η οποία ταιριάζει στα δεδομένα είναι K=1.065S<sup>2</sup>+9.36. Επιπλέον, παρατηρούμε πως οι σεισμικές συγκεντρώσεις που χαρακτηρίστηκαν ως μετασεισμικές ακολουθίες τοποθετούνται στο δεξιό τμήμα της παραβολικής καμπύλης (Σχήμα 3.20a). Με τον τρόπο αυτό γίνεται διάκριση των σμηνοσειρών από τις μετασεισμικές ακολουθίες βάσει των τιμών αυτών των στατιστικών παραμέτρων.


Σχήμα 3.20: A) Κατανομή της κύρτωσης σε συνάρτηση με την λοξότητα για κάθε σεισμική συγκέντρωση. B) Κατανομή της κύρτωσης σε συνάρτηση με το τετράγωνο της λοξότητας για κάθε σεισμική συγκέντρωση.

### 3.3.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων.

Με την χρήση του μοντέλου μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου (ETAS) (Ogata, 1988), έγινε εκτίμηση της θεωρητικά αναμενόμενης σεισμικότητας για την περιοχή ανά έτος για το διάστημα 2008-2012. Οι τιμές των παραμέτρων, οι οποίες έχουν αναφερθεί αναλυτικά στο κεφάλαιο 2.6, παρατίθενται στον πίνακα 3.5.

Πίνακας 3.5: Οι παράμετροι του μοντέλου ΕΤΑS για το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου ανά έτος για την χρονική περίοδο 2008-2012. Αναλυτικά, η παράμετρος m αναφέρεται στην κανονική σεισμική δραστηριότητα υποβάθρου της περιοχής, η παράμετρος k σχετίζεται με το μέγεθος του κύριου σεισμού και το κατώτερο όριο μεγέθους μετασεισμών, η παράμετρος α σχετίζεται με την ικανότητα κάθε σεισμού να προκαλεί τους δικούς του μετασεισμούς σε σχέση με το μέγεθός του, c που εξασφαλίζει ότι ο ρυθμός σεισμικότητας παραμένει πεπερασμένος χρονικά πολύ κοντά στον κύριο σεισμό και η παράμετρος p εκφράζει την ετερογένεια και πολυπλοκότητα της ζώνης διάρρηξης.

Έτος	m	k	c	alpha	р
2008	0.131	0.051	0.002	0.562	0.891
2009	0.191	0.033	0.031	1.306	1.133
2010	0.276	0.023	0.084	1.057	1.424
2011	0.188	0.007	0.224	0	4.167
2012	0.122	0.05	0.061	0.483	1.39

Στα σχήματα 3.21-25 παρουσιάζονται αναλυτικά για κάθε έτος (2008-2012) η θεωρητική εκτίμηση του ρυθμού σεισμικότητας και ο παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας ως προς τον χρόνο (ordinary time) και επίσης οι θεωρητικές και οι πραγματικές τιμές του ρυθμού σεισμικότητας προς τον μετασχηματισμένο χρόνο (transformed time). Επιπλέον, για την καλύτερη παρατήρηση και συσχέτιση των σμηνοσειρών παρατίθενται και τα διαγράμματα των μεγεθών των σεισμών με τους αντίστοιχους χρόνους.

Αναλυτικότερα, το σχήμα 3.21 αφορά το έτος 2008 όπου με κόκκινη συνεχή γραμμή είναι η θεωρητική εκτίμηση του ρυθμού σεισμικότητας και με μαύρη συνεχή ο παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας. Κατά την 250<sup>η</sup> ημέρα (ordinary time) υπερέχει ο παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας από το θεωρητικό. Το χρονικό διάστημα αυτό συμπίπτει με την σμηνοσειρά A1. Στο σχήμα 3.22 παρουσιάζεται η θεωρητική εκτίμηση της σεισμικότητας και η παρατηρούμενη για το έτος 2009. Για την περίοδο αυτή έχουν αναγνωριστεί τρεις σεισμικές συγκεντρώσεις, οι οποίες έχουν χαρακτηριστεί ως μετασεισμικές ακολουθίες. Στην περίπτωση αυτή παρατηρούμε πως δεν υπάρχει απόκλιση μεταξύ του παρατηρούμενου και του θεωρητικού ρυθμού, συνεπώς το ΕΤΑS ερμηνεύει καλά τις μεταβολές αυτές.



Σχήμα 3.21: Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2008.



**Σχήμα 3.22:** Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2009.

Το σχήμα 3.23 αφορά το έτος 2010 κατά τη διάρκεια του οποίου ενώ έχει αναγνωριστεί μία σεισμική συγκέντρωση (a2), το ΕΤΑS αδυνατεί να εκτιμήσει επαρκώς την σεισμικότητα στην περιοχή. Το ίδιο παρατηρείται και στα σχήμα 3.24 και 3.25 που αφορούν τα έτη 2011 και 2012, αντίστοιχα. Αυτό οφείλεται πιθανότατα λόγω των λίγων παρατηρήσεων για τις συγκεκριμένες χρονικές περιόδους που έχει ως συνέπεια την εσφαλμένη εκτίμηση των παραμέτρων.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



**Σχήμα 3.23:** Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2010.



Σχήμα 3.24: Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2011.



Σχήμα 3.25: Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2012.

# 3.4. Δυτικό τμήμα Κορινθιακού

#### 3.4.1 Αναγνώριση σεισμικών συγκεντρώσεων

Για την αναγνώριση των σεισμικών συγκεντρώσεων στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου επαναλαμβάνεται η διαδικασία που εφαρμόσθηκε ως άνω. Οι συνδυασμοί που χρησιμοποιούνται αναφέρονται στον πίνακα 3.1 και τα αποτελέσματά τους απεικονίζονται στο σχήμα 3.26. Όπως για το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου έτσι και για το δυτικό επιλέγουμε τη δεύτερη ομάδα δεδομένων.



Σχήμα 3.26: Αθροιστικές συχνότητες σεισμών ως προς το χρόνο για τους καταλόγους που έχουν μόνο τις σεισμικές συγκεντρώσεις (δεξιά) και για τους καταλόγους που προσεγγίζουν την κανονική κατανομή της σεισμικότητας (αριστερά), για τις 3 εξεταζόμενες περιπτώσεις. Με μαύρο χρώμα η πρώτη περίπτωση, με κόκκινο η δεύτερη και με μπλε η τρίτη.

Ο πλήρης κατάλογος του δυτικού τμήματος του Κορινθιακού κόλπου περιέχει 3760 σεισμούς, εκ των οποίων οι 2250 αναγνωρίζονται ως συγκεντρώσεις και οι 1709 αποτελούν

02/19/2015

τον κατάλογο ο οποίος δεν περιέχει τις σεισμικές συγκεντρώσεις παρά μόνο τους μεγαλύτερους σε μέγεθος σεισμούς αυτών και τους σεισμούς οι οποίοι δεν εντάσσονται σε ομάδες. Σε αντίθεση με το ανατολικό τμήμα, ο αριθμός των σεισμών στον κατάλογο των σεισμικών συγκεντρώσεων είναι μεγαλύτερος από τον κατάλογο που περιέχει τους μεγαλύτερους σε μέγεθος σεισμούς από τις σεισμικές συγκεντρώσεις και τους σεισμούς που δεν ανήκουν σε κάποια συγκέντρωση. Στο σχήμα 3.27 απεικονίζεται ο αριθμός των σεισμών συμβολίζονται οι σεισμοί με Μ≥4.5, με σκοπό να συσχετισθούν οι απότομες αυξήσεις στο ρυθμό γένεσης των σεισμών με σεισμούς μεγαλύτερων μεγεθών.



Σχήμα 3.27: Αθροιστικές καμπύλες σεισμών ως προς το χρόνο για την εξεταζόμενη χρονική περίοδο. Με μαύρη γραμμή συμβολίζεται ο πλήρης κατάλογος, με μπλε ο κατάλογος που παρουσιάζει την κανονική σεισμικότητα της περιοχής (χωρίς τις σεισμικές συγκεντρώσεις) και με κόκκινη ο κατάλογος που περιέχει μόνο τις σεισμικές συγκεντρώσεις. Με αστέρια συμβολίζονται οι σεισμοί με μέγεθος Μ≥4.0.

Στο σχήμα 3.28 απεικονίζεται το μέγεθος κάθε σεισμού σε συνάρτηση με τον χρόνο για τους τρεις επιμέρους καταλόγους. Στο σχήμα 3.29 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των επικέντρων των τριών καταλόγων. Ειδικότερα στο σχήμα 3.29 (κάτω) παρατηρούμε πως η πλειονότητα των επικέντρων των σεισμικών συγκεντρώσεων τοποθετούνται στο βόρειο τμήμα της περιοχής.



Σχήμα 3.28: Διαγράμματα μεγεθών ως προς το χρόνο για τον πλήρη κατάλογο (πάνω), των κατάλογο που περιέχει μόνο τις σεισμικές συγκεντρώσεις (μέση) και τον κατάλογο που προσεγγίζει την κανονική σεισμικότητα της περιοχής (χωρίς τις σεισμικές συγκεντρώσεις) (κάτω).



Σχήμα 3.29: Χωρική κατανομή των επικέντρων για τον πλήρη κατάλογο (αριστερά), για τον κατάλογο που προσεγγίζει την κανονική σεισμικότητα της περιοχής (δεξιά) και για τον κατάλογο που περιέχει τις σεισμικές συγκεντρώσεις (κάτω).

Οι 2250 σεισμοί του καταλόγου που περιέχει όλες τις σεισμικές συγκεντρώσεις χωρίζονται σε 211 σεισμικές συγκεντρώσεις. Όπως και στο ανατολικό τμήμα, χαρτογραφούμε τα επίκεντρα των σεισμών του πλήρες καταλόγου κατά μήκος τομής διεύθυνσης Α-Δ σε συνάρτηση με τον χρόνο (Σχήμα 3.30). Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι σεισμικές συγκεντρώσεις που ορίζονται με βάσει τα κριτήρια επιλογής ενώ με μαύρο οι υπόλοιποι σεισμοί. Παρατηρούμε πως οι συγκεντρώσεις αποτελούν ομάδες οι οποίες καταλαμβάνουν ορισμένο χώρο και χρόνο, καθώς επίσης το μέγιστο μήκος της κάθε συγκέντρωσης φτάνει περίπου μέχρι τα 20 km.



Σχήμα 3.30: Χωρο-χρονική κατανομή των επικέντρων κατά τομής Α-Δ (38.25°) για το δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Με κόκκινο συμβολίζονται οι σεισμοί που ανήκουν σε σεισμική συγκέντρωση ενώ με μαύρο οι σεισμοί οι οποίοι δεν ανήκουν.

Για τις 211 αυτές σεισμικές συγκεντρώσεις, θέτουμε τα ίδια κριτήρια όπως και για το ανατολικό τμήμα. Επιπλέον, δεν λαμβάνουμε υπόψη την μετασεισμική ακολουθία της Αχαΐας (2008), η οποία εκτείνεται χωρικά μέχρι το νοτιοδυτικό τμήμα του Κορινθιακού, διότι ο

02/19/2015 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφρασχος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

κύριος σεισμός της ακολουθίας δεν συνδέεται με την περιοχή μελέτης. Έτσι προκύπτουν συνολικά 38 σεισμικές συγκεντρώσεις και τα χαρακτηριστικά τους παρατίθενται στον πίνακα 3.6. Αναλυτικότερα, στην πρώτη στήλη αναφέρεται ο κωδικός για κάθε σεισμική συγκέντρωση ο οποίος θα χρησιμοποιείται στην συνέχεια του κειμένου, στη δεύτερη στήλη αναφέρεται ο χρόνος έναρξης της κάθε ακολουθίας ενώ στην τρίτη η διάρκεια της κάθε ακολουθίας σε ημέρες. Στην τέταρτη στήλη αναφέρεται το μέγιστο μέγεθος της κάθε ακολουθίας, στην πέμπτη και έκτη στήλη οι μέσες επικεντρικές συντεταγμένες. Στην έβδομη στήλη αναφέρεται ο αριθμός των σεισμών που περιέχεται σε κάθε ακολουθία και τέλος στην τελευταία στήλη αναφέρεται το μήκος διάρρηξης.

Σ/Α	Χρόνος έναρξης	Διάρκεια (Ημέρες)	M <sub>max</sub>	Μέσο Επίκεντρο		Αριθμός Σεισμών	d <sub>max</sub> (Km)
B1	04/02/2008, 20:25	0.634	5.0	21.93	38.092	11	9.41
B2	24/4/2008, 06:22	4.502	3.3	21.706	38.216	21	4.95
B3	17/07/2008, 11:25	8.5	2.9	21.959	38.456	33	5.83
B4	19/7/2008, 01:58	9.619	3.9	21.897	38.289	35	2.82
B5	23/10/2008, 14:44	12.092	3.7	21.967	38.452	44	3.95
B6	06/03/2009, 03:19	10.727	4.0	21.866	38.346	43	6.13
B7	17/03/2009, 12:44	0.56	3.0	22.428	38.418	11	3.6
B8	18/06/2009, 10:27	21.923	3.8	22.024	38.307	71	7.2
B9	16/11/2009, 20:45	11.114	2.8	21.991	38.413	22	3.9
B10	11/12/2009, 16:13	13.688	3.1	21.978	38.411	20	7.25
B11	18/01/2010, 09:24	35.149	5.5	21.967	38.415	481	11.38
B12	18/01/2010, 20:16	8.132	3.5	22.129	38.284	25	6.22
B13	06/04/2010, 18:10	5.504	3.5	21.964	38.409	22	10.1
B14	09/05/2010, 00:55	18.492	3.9	21.827	38.429	116	3.7
B15	16/06/2010, 02:00	8.994	3.8	22.044	38.382	46	4.53
B16	04/02/2011, 11:05	3.017	3.2	22.033	38.417	33	3.57
B17	11/02/2011, 17:10	3.417	4.2	21.79	38.391	43	2.63
B18	23/07/2011, 12:07	13.488	4.3	21.757	38.32	56	4.42
B19	18/09/2011, 11:44	0.892	3.3	21.843	38.216	18	3
B20	19/1/2012, 13:52	5.926	3.1	21.717	38.175	14	2.22
b1	06/07/2008, 17:34	1.047	3.5	21.915	38.418	6	3.97
b2	14/4/2009, 19:17	0.651	2.4	21.986	38.45	5	1.44
b3	07/06/2009, 02:03	1.571	4.4	22.03	38.313	9	5.49
b4	15/08/2009, 16:19	0.918	2.8	21.973	38.422	7	3.22
b5	29/08/2009, 14:06	0.149	3.2	22.109	38.085	6	2.63
b6	19/11/2009, 01:24	0.914	3.3	21.993	38.426	7	1.42
b7	03/03/2010, 03:04	0.723	3.5	21.809	38.444	7	7.84
b8	18/05/2010, 19:51	3.168	2.8	22.033	38.391	8	2.44
b9	16/07/2010, 01:26	1.058	2.8	22.017	38.38	8	2.35
b10	07/07/2011, 01:01	0.34	2.5	21.643	38.126	5	1.37
b11	16/09/2011, 13:04	0.209	2.6	21.636	38.448	9	2.97
b12	20/10/2011, 17:50	1.126	2.5	21.644	38.207	5	2.79
b13	26/12/2011, 13:50	0.079	2.6	21.872	38.397	5	0.81
b14	19/12/2011, 23:41	0.34	2.6	22.046	38.344	6	1.36
b15	16/04/2012, 08:40	1.086	3.8	22.129	38.291	9	2.21
b16	25/04/2012, 10:34	0.1	4.3	21.99	38.392	5	2.57
b17	12/08/2012, 01:30	1.192	3.1	22.108	38.295	7	2.68
b18	27/12/2012, 23:20	0.331	3.8	21.853	38.22	8	1.3

Πίνακας 3.6: Πληροφορίες για τις χρονικές και χωρικές ιδιότητες των σεισμικών συγκεντρώσεων

Στο σχήμα 3.31 έχουν χαρτογραφηθεί τα μέσα επίκεντρα των σεισμικών συγκεντρώσεων καθώς και ο κωδικός ο οποίος αντιστοιχεί στον πίνακα 3.5 με σκοπό τον προσδιορισμό της χωρικής τους κατανομής. Όπως παρατηρήθηκε και προηγουμένως, η πλειονότητα των σεισμικών συγκεντρώσεων παρατηρείται στο βόρειο τμήμα του δυτικού Κορινθιακού κόλπου.



**Σχήμα 3.31:** Χωρική κατανομή των μέσων επικεντρικών συντεταγμένων των σεισμικών συγκεντρώσεων. Ο κωδικός για κάθε επίκεντρο αναφέρεται στον πίνακα 3.5.

### 3.4.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες συγκεντρώσεων

Όπως και για το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, χαρτογραφούνται τα επίκεντρα κάθε σεισμικής συγκέντρωσης καθώς και η κατανομή των μεγεθών ως προς το χρόνο για κάθε ακολουθία. Επιπλέον, χαρτογραφούνται οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης (Πίνακας 3.7). Τα αποτελέσματα παρατίθενται στην συνέχεια αρχικά για τις σεισμικές συγκεντρώσεις με Ν≥10 και έπειτα για τις σεισμικές συγκεντρώσεις με 5≤N<10.

Χρόνος Γένεσης	Επίκ	εντρο	Mw	Παράταξη	Κλίση	Γωνία ολίσθησης	Βάθος	Σ/Α
2009/03/10, 15:22	21.869	38.327	4	259	50	-96	4	B6
2009/06/07, 09:00	22.05	38.312	4.4	279	50	-92	5	b3
2010/01/18, 15:56	21.961	38.404	5.5	255	50	-120	9	B11
2010/01/18, 20:36	21.996	38.435	4.2	255	50	-60	9.7	B11
2010/01/22, 00:46	22.007	38.432	5.4	280	50	-105	9.2	B11
2010/01/22, 10:53	21.915	38.426	4.2	265	50	-120	10.4	B11
2010/01/22, 10:59	21.94	38.396	4.5	245	50	-120	9.6	B11

Πίνακας 3.7: Λύσεις μηχανισμών γένεσης για την περιοχή του δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (<u>http://geophysics.geo.auth.gr/ss/</u>). Για την περίπτωση του B11 χρησιμοποιήθηκαν οι λύσεις των μηχανισμών από τους Karakostas et al. (2012).

Για το έτος 2008 αναγνωρίστηκαν 5 σεισμικές συγκεντρώσεις όπως φαίνεται στα σχήματα 3.32 - 3.36. Αναλυτικά, στο σχήμα 3.32 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση B1 η οποία και αποτελεί μια ιδιαίτερη περίπτωση. Η σεισμική συγκέντρωση ξεκινά με έναν σεισμό M=5.0 ο οποίος ακολουθείται από φτωχή μετασεισμική δραστηριότητα. Επιπλέον, η χωρική κατανομή των επικέντρων έχει μεγάλη διασπορά ενώ χρονικά είναι αρκετά σύντομη (μία ημέρα).



Σχήμα 3.32: Χωρική κατανομή επικέντρων για την σεισμική συγκέντρωση B1 (αριστερά) και κατανομή των μεγεθών με το χρόνο (δεξιά).

Στο σχήμα 3.33 περιγράφεται η σεισμική συγκέντρωση B2, η οποία έγινε τον Απρίλιο του 2008. Οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος σεισμοί έχουν γίνει αργότερα στην ακολουθία και δεν υπερέχει κάποιος σε μέγεθος.



Σχήμα 3.33: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση Β2.

Στο σχήμα 3.34 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση B3 όπου έχει παρόμοια χρονικά χαρακτηριστικά με τη προηγούμενη.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.34: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B3.

Στο σχήμα 3.35 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση B4 η οποία έλαβε χώρα 2 μέρες αργότερα από τη σεισμική συγκέντρωση B3. Παρ' ότι στην χρονική κατανομή φαίνεται πως μπορεί να χωριστεί σε τρεις επιμέρους ακολουθίες, η χωρική κατανομή μας υποδεικνύει πως μπορεί να ληφθεί ως μία ακολουθία. Επίσης, η κατανομή των επικέντρων μας δείχνει μια κυρίαρχη διεύθυνση (B-N) η οποία είναι σύμφωνη με το πεδίο των τάσεων στην περιοχή.



Σχήμα 3.35: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση Β4.

Κλείνοντας το 2008, στο σχήμα 3.36 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση B5. Ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός έγινε στην αρχή της ακολουθίας, όμως υπάρχουν εξίσου ισχυροί σεισμοί οι οποίοι γίνονται αργότερα. Η χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών της σεισμικής συγκέντρωσης μας δείχνει μια διεύθυνση Α-Δ.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.36: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B5.

Για το έτος 2009 αναγνωρίστηκαν 5 σεισμικές συγκεντρώσεις όπως φαίνονται στα σχήματα 3.37-3.41. Στο σχήμα 3.37 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση B6 η χωρική κατανομή της οποίας παρουσιάζει διασπορά. Επιπλέον παρουσιάζονται δύο μέγιστα στην ακολουθία αρκετά αργότερα από την έναρξή της. Ο μηχανισμός γένεσης μας δείχνει κανονικό ρήγμα με διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.37: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση Β6.

Η σεισμική συγκέντρωση Β7, η οποία δεν ξεπερνά σε διάρκεια την μία ημέρα, απεικονίζεται στο σχήμα 3.38.



Σχήμα 3.38: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση Β7.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η χωρική κατανομή τη σεισμικής συγκέντρωσης B8, όπου φαίνεται εκ πρώτης όψεως ότι χωρικά έχουμε δύο σεισμικές συγκεντρώσεις. Παρ' όλα αυτά χρονικά δεν ισχύει αυτή η διάκριση και η σεισμική συγκέντρωση λαμβάνεται ως μία.



Σχήμα 3.39: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση Β8.

Τέλος, οι σεισμικές συγκεντρώσεις B9 και B10 (Σχήμα 3.40 και Σχήμα 3.41) καταλαμβάνουν χωρικά την ίδια περιοχή με διαφορά στον χρόνο κατά ένα μήνα. Στην πρώτη περίπτωση ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός έγινε νότια και οι υπόλοιποι σεισμοί της ακολουθίας ήταν βορειότερα. Στην δεύτερη περίπτωση έχουμε το αντίστροφο, δηλαδή ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός έγινε βορειότερα και η υπόλοιπη ακολουθία νοτιότερα.



Σχήμα 3.40: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B9.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.41: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B10.

Για το έτος 2010 είχαμε και πάλι 5 σεισμικές συγκεντρώσεις οι οποίες και παρουσιάζονται στα σχήματα 3.42-3.46. Η κυριότερη ακολουθία για το έτος αυτό απεικονίζεται στο σχήμα 3.42 και αφορά την ακολουθία του Ευπαλίου (cluster B11). Η συγκεκριμένη ακολουθία παρουσιάζει αρκετές δυσκολίες όσον αφορά την χωρική της μελέτη. Ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός συνέβη στην αρχή της ακολουθίας (18/01/2010) και έπειτα υπήρξε μια μετανάστευση των επικέντρων προς τα δυτικά. Τέσσερις ημέρες αργότερα έγινε ένας σεισμός παρόμοιου μεγέθους η ακολουθία του οποίου εξελίχθηκε προς τα ανατολικά. Ο Karakostas και οι συνεργάτες του (2012) ερεύνησαν την συγκεκριμένη ακολουθία τόσο ως προς την χωρο-χρονική της κατανομή όσο και την εξέλιξη του πεδίου των τάσεων κατά την διάρκεια της ακολουθίας. Οι μηχανισμοί γένεσης δείχνουν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση σχεδόν Α-Δ. Στην παρούσα διατριβή μελετάται μόνο η χρονική εξέλιξη της ακολουθίας του Ευπαλίου και για το λόγο αυτό λαμβάνεται ως ενιαία.



Σχήμα 3.42: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B11.

Στις 18 Ιανουαρίου 2010, παράλληλα με την ακολουθία του Ευπαλίου εκδηλώθηκε και η σεισμική συγκέντρωση B12, στο νοτιοδυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Η χωρική της κατανομή φανερώνει μια διεύθυνση Α-Δ.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.43: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B12.

Στο σχήμα 3.44 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση B13 η οποία έγινε τον Απρίλιο του ίδιου έτους στην περιοχή που έγινε η ακολουθία του Ευπαλίου. Η διάρκεια της σεισμικής συγκέντρωσης είναι 5 ημέρες και η χωρική κατανομή παρουσιάζει διασπορά.



Σχήμα 3.44: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B13.

Ένα μήνα αργότερα δραστηριοποιείται η περιοχή δυτικότερα του Ευπαλίου (Σχήμα 3.45) με την εμφάνιση της σεισμικής συγκέντρωσης B14.



Σχήμα 3.45: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B14.

Τέλος, η σεισμική συγκέντρωση B15 λαμβάνει χώρα ανατολικότερα και η κατανομή των επικέντρων όπως φαίνεται στο σχήμα 3.46 ακολουθεί δυτική διεύθυνση.



Σχήμα 3.46: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B15.

Για το έτος 2011 αναγνωρίστηκαν 4 σεισμικές συγκεντρώσεις, όπως φαίνονται στα σχήματα 3.47 - 3.50. Αναλυτικά στο σχήμα 3.47 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση B16, η οποία έχει διάρκεια 3 ημέρες. Η κατανομή των επικέντρων παρουσιάζει μια διεύθυνση A-Δ ενώ δεν υπάρχει κάποιος αισθητά μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός.



Σχήμα 3.47: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B16.

Στο σχήμα 3.48 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση B17. Στην αρχή της ακολουθίας λαμβάνει χώρα ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός και η διάρκεια της ακολουθίας είναι 3.5 ημέρες.



Σχήμα 3.48: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση Β17.

Νοτιότερα λαμβάνει χώρα η σεισμική συγκέντρωση B18 (Σχήμα 3.49). Η χωρική κατανομή των σεισμών δείχνει μια διεύθυνση Α-Δ σε συμφωνία με το πεδίο των τάσεων στην περιοχή.



Σχήμα 3.49: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B18.

Στο σχήμα 3.50 παρουσιάζεται η τελευταία σεισμική συγκέντρωση για το έτος 2011 (B19). Η διάρκεια της σεισμικής συγκέντρωσης δεν ξεπερνά την μία ημέρα και η χωρική κατανομή των επικέντρων δείχνει και πάλι μια διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.50: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B19.

Για το 2012 αναγνωρίστηκε μία σεισμική συγκέντρωση η οποία και παρουσιάζεται στο σχήμα 3.51 (B20). Η διάρκειά της είναι 6 ημέρες με την πλειονότητα των σεισμών γίνονται την τελευταία ημέρα της ακολουθίας.



Σχήμα 3.51: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση B20.

Τέλος, παρατίθενται τα σχήματα που αφορούν τις σεισμικές συγκεντρώσεις με αριθμό σεισμών 5≤N<10 (Σχήμα 3.52-3.69). Αναλυτικότερα, στο σχήμα 3.52 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b1 η οποία και έγινε το 2008. Η διάρκεια της ήταν 26 ώρες και παρουσιάζει διασπορά στην χωρική κατανομή των επικέντρων.



Σχήμα 3.52: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b01.

Για το έτος 2009 αναγνωρίστηκαν 5 σεισμικές συγκεντρώσεις. Στο σχήμα 3.53 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b2 η διάρκεια της οποίας είναι 17 ώρες.



Σχήμα 3.53: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b02.

Στο σχήμα 3.54 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b3 η οποία έχει διάρκεια 38 ώρες. Ο μηχανισμός γένεσης μας δείχνει κανονικό ρήγμα με διεύθυνση Α-Δ. Η χωρική κατανομή των σεισμών ακολουθεί την ίδια διεύθυνση.



Σχήμα 3.54: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b03.

Στο σχήμα 3.55 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b4. Τα επίκεντρα παρουσιάζουν διασπορά ενώ η διάρκεια της ακολουθίας δεν ξεπερνά τις 24 ώρες.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.55: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b04.

Στο σχήμα 3.56 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b5 η οποία έχει διάρκεια 4 ώρες και δεν υπάρχει κάποιος σεισμός με σαφώς μεγαλύτερο μέγεθος από τους υπόλοιπους.



Σχήμα 3.56: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b05.

Στο σχήμα 3.57 παρουσιάζεται η τελευταία σεισμική συγκέντρωση για το 2009. Η διάρκεια της είναι 24 ώρες και η κατανομή των επικέντρων ακολουθεί διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.57: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b06.

Για το έτος 2010 αναγνωρίστηκαν 3 σεισμικές συγκεντρώσεις. Στο σχήμα 3.58 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b7. Η διάρκειά της δεν ξεπερνά τις 17 ώρες και παρατηρείται πως το μεγαλύτερο πλήθος των σεισμών έγινε στην αρχή της ακολουθίας.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.58: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b07.

Στο σχήμα 3.59 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b8. Η χωρική κατανομή των επικέντρων παρουσιάζει μια διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.59: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b08.

Στο σχήμα 3.60 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b9. Η διάρκειά της είναι 24 ώρες και η χωρική κατανομή των επικέντρων ακολουθεί μια διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.60: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b09.

Για το έτος 2011 αναγνωρίστηκαν 5 σεισμικές συγκεντρώσεις. Στο σχήμα 3.61 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b10 η διάρκεια της οποίας δεν ξεπερνά τις 10 ώρες. Η χωρική κατανομή των επικέντρων είναι σε συμφωνία με το κυρίαρχο πεδίο στην περιοχή.



Σχήμα 3.61: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b10.

Στο σχήμα 3.62 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b11 διάρκειας 6 ωρών.



Σχήμα 3.62: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b11.

Στο σχήμα 3.63 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b12. Η διάρκεια της ακολουθίας δεν ξεπερνά τις 29 ώρες και η χωρική κατανομή των επικέντρων ακολουθεί διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.63: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b12.

Στο σχήμα 3.64 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b13. Η χρονική της διάρκεια είναι 2 ώρες και τα επίκεντρα κατανέμονται με διεύθυνση Α-Δ.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.64: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b13.

Τέλος για το 2011, στο σχήμα 3.65 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b14 διάρκειας 10 ωρών.



Σχήμα 3.65: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b14.

Για το έτος 2012 αναγνωρίστηκαν 4 σεισμικές συγκεντρώσεις. Στο σχήμα 3.66 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b15. Η χωρική κατανομή των επικέντρων δείχνει μια διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.66: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b15.

Στο σχήμα 3.67 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b16 η οποία έχει διάρκεια 3 ώρες.



Σχήμα 3.67: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b16.

Στο σχήμα 3.68 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b17. Η διάρκεια της είναι 29 ώρες και η κατανομή των επικέντρων ακολουθεί διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.68: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b17.

Τέλος, στο σχήμα 3.69 παρουσιάζεται η σεισμική συγκέντρωση b18. Η ακολουθία ξεκινά με ένα ισχυρό σε μέγεθος σεισμό και συνεχίζεται για 10 ώρες. Η χωρική κατανομή των επικέντρων και πάλι ακολουθεί μια διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 3.69: Ομοίως όπως στο σχήμα 3.32 για τη σεισμική συγκέντρωση b18.

### 3.4.3 Μέτρα ασυμμετρίας των σεισμικών συγκεντρώσεων

Μετά τον χωρο-χρονικό προσδιορισμό των σεισμικών συγκεντρώσεων ακολούθησε η διάκριση τους σε σμηνοσειρές και μετασεισμικές ακολουθίες όπως εξετάστηκε και στο ανατολικό τμήμα. Για τον σκοπό αυτό υπολογίζεται η λοξότητα και η κύρτωση της σεισμικής ροπής προς το χρόνο όπως περιγράφηκε προηγουμένως (παράγραφοι 2.4-2.5) καθώς και η

παράμετρος t<sub>max</sub> η οποία αφορά τον χρόνο γένεσης του μεγαλύτερου σε μέγεθος σεισμού. Στα σχήματα 3.70-3.73 απεικονίζεται η κατανομή της σεισμικής ροπής για κάθε σεισμική συγκέντρωση. Συγκεκριμένα στα σχήματα 3.70 και 3.71 παρατηρούμε τα διαγράμματα σεισμικής ροπής ως προς το χρόνο για τις ακολουθίες με αριθμό σεισμών N≥10, ενώ στα σχήματα 3.72 και 3.73 απεικονίζονται οι ακολουθίες με αριθμό σεισμών 5≤N<10. Από την κατανομή αυτή προκύπτουν οι τιμές της λοξότητας και κύρτωσης για κάθε σεισμική συγκέντρωση. Στον πίνακα 3.8 αναφέρονται οι τιμές που προκύπτουν για την λοξότητα, κύρτωση και t<sub>max</sub> για κάθε ακολουθία με N≥10 και στον πίνακα 3.9 με 5≤N<10. Ο αριθμός στην πρώτη στήλη ακολουθεί την αρίθμηση που είχε δοθεί στον πίνακα 3.6.

$\Sigma / \Lambda$	S	IZ.	4	Είδος	
۲/A	3	ĸ	τ <sub>max</sub>	ακολουθίας	
B1	1.910	16.220	0.000	Μετασεισμική	
B2	-0.528	1.845	1.602	Σμηνοσειρά	
B3	0.022	2.927	1.117	Σμηνοσειρά	
B4	-1.624	4.914	1.691	Σμηνοσειρά	
B5	1.425	4.022	0.000	Σμηνοσειρά	
B6	2.079	5.957	0.737	Σμηνοσειρά	
<b>B</b> 7	0.612	1.781	0.275	Σμηνοσειρά	
B8	-0.760	2.025	1.493	Σμηνοσειρά	
<b>B</b> 9	0.871	2.183	0.143	Σμηνοσειρά	
B10	0.653	2.474	0.743	Σμηνοσειρά	
B11	4.554	51.757	0.040	Μετασεισμική	
B12	1.071	2.984	0.342	Σμηνοσειρά	
B13	-1.202	2.638	1.482	Σμηνοσειρά	
B14	2.618	18.449	1.023	Μετασεισμική	
B15	1.412	3.143	0.268	Σμηνοσειρά	
B16	1.104	2.616	0.196	Σμηνοσειρά	
B17	3.870	22.473	0.037	Μετασεισμική	
B18	0.206	11.750	0.843	Σμηνοσειρά	
B19	-0.703	5.886	1.029	Σμηνοσειρά	
B20	-0.767	1.901	1.601	Σμηνοσειρά	

**Πίνακας 3.8:** Τιμές της λοξότητας, κύρτωσης και της παραμέτρου  $t_{max}$  για τις σεισμικές συγκεντρώσεις με N≥10. Οι κωδικοί αντιστοιχούν στον πίνακα 3.6.



Σχήμα 3.70: Κατανομή της σεισμικής ροπής ως προς τον κανονικοποιημένο χρόνο για τις σεισμικές συγκεντρώσεις (B1-B10) με Ν≥10.



Σχήμα 3.71: Κατανομή της σεισμικής ροπής ως προς τον κανονικοποιημένο χρόνο για τις σεισμικές συγκεντρώσεις (B11-B20) με N≥10.



Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο

Σχήμα 3.72: Κατανομή της σεισμικής ροπής ως προς τον κανονικοποιημένο χρόνο για τις σεισμικές συγκεντρώσεις (b1-b9) με 5≤N<10.



Σχήμα 3.73: Κατανομή της σεισμικής ροπής ως προς τον κανονικοποιημένο χρόνο για τις σεισμικές συγκεντρώσεις (b10-b18) με 5≤N<10.

02/19/2015

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστως - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ

5/4	S	IZ.		Είδος	
۲/A	2	К	t <sub>max</sub>	Ακολουθίας	
b1	1.903	4.750	0.000	Σμηνοσειρά	
b2	-0.517	2.334	1.474	Σμηνο <del>σ</del> ειρά	
b3	13.872	202.170	0.331	Μετασεισμική	
b4	-1.029	2.732	1.976	Σμηνο <del>σ</del> ειρά	
b5	0.151	1.112	3.262	Σμηνο <del>σ</del> ειρά	
b6	2.069	5.546	0.415	Μετασεισμική	
b7	3.865	16.026	0.003	Μετασεισμική	
b8	2.753	10.010	0.263	Μετασεισμική	
b9	-0.861	2.043	1.537	Σμηνοσειρά	
b10	1.931	5.485	0.031	Σμηνο <del>σ</del> ειρά	
b11	2.630	9.120	0.171	Μετασεισμική	
b12	0.292	1.308	2.705	Σμηνοσειρά	
b13	0.713	2.561	0.994	Σμηνο <del>σ</del> ειρά	
b14	0.899	5.338	0.881	Σμηνο <del>σ</del> ειρά	
b15	2.002	17.606	0.769	Μετασεισμική	
b16	9.371	90.968	0.000	Μετασεισμική	
b17	-1.139	6.776	1.311	Σμηνοσειρά	
b18	11.362	148.061	0.000	Μετασεισμική	

**Πίνακας 3.9:** Τιμές της λοξότητας, κύρτωσης και της παραμέτρου  $t_{max}$  για τις σεισμικές συγκεντρώσεις με  $5 \le N < 10$ . Οι κωδικοί αντιστοιχούν στον πίνακα 3.6.

Όπως αναλύθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, για τις σμηνοσειρές αναμένουμε αρνητικές έως μικρές θετικές τιμές της λοξότητας (S) και την τιμή της παραμέτρου  $t_{max}>0.4$  ενώ για τις μετασεισμικές ακολουθίες οι τιμές της λοξότητας είναι θετικές και η παράμετρος  $t_{max}\leq0.4$ . Τα κριτήρια αυτά εφαρμόζονται και στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Ως αποτέλεσμα χαρακτηρίζουμε τις σεισμικές συγκεντρώσεις B2-B10, B12, B13, B15, B16, B18-B20 ως σμηνοσειρές (swarms) και τις σεισμικές συγκεντρώσεις B1, B11, B14 και B17 ως μετασεισμικές ακολουθίες (MS-AS).

Εκτός των δύο αυτών παραμέτρων υπολογίζεται και η κύρτωση (K) της σεισμικής ροπής με το χρόνο με σκοπό να αποτελέσει ένα επιπλέον κριτήριο για την διάκριση των σεισμικών συγκεντρώσεων. Όπως στο ανατολικό τμήμα έτσι και στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, οι συγκεντρώσεις που χαρακτηρίσθηκαν ως σμηνοσειρές λαμβάνουν τιμές K $\leq$ 7 εκτός από μία περίπτωση όπου η τιμή της είναι K $\sim$ 12 ενώ οι μετασεισμικές ακολουθίες λαμβάνουν τιμές K $\geq$ 12 (Πίνακας 3.8 και 3.9).

Όσον αφορά τις συγκεντρώσεις με αριθμό σεισμών 5≤N<10, οι τιμές του  $t_{max}$  καθώς και της λοξότητας μας δείχνουν μια πρώτη διάκριση. Όμως λόγω του μικρού αριθμού των σεισμών καθώς και την μικρή χρονική διάρκεια δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός όπως στις υπόλοιπες σεισμικές συγκεντρώσεις (N≥10). Παρ' όλα αυτά οι σεισμικές αυτές συγκεντρώσεις μπορεί να θεωρεί πως παρουσιάζουν χαρακτηριστικά σμηνοσειρών (b01, b02, b04, b05, b09, b10, b12, b13, b14, b17) και μετασεισμικών ακολουθιών (b03, b06, b07, b08, b11, b15, b16,b18).

Με σκοπό την εύρεση της σχέσης μεταξύ των δύο στατιστικών παραμέτρων (κύρτωση λοξότητα) συσχετίζονται σε διάγραμμα οι τιμές αυτές που αντιστοιχούν σε κάθε σεισμική συγκέντρωση (Σχήμα 3.74). Στο σχήμα 3.74a παρατηρείται η σχέση μεταξύ της λοξότητας και της κύρτωσης είναι παραβολική. Στο σχήμα 3.74b έχει γίνει χαρτογράφηση των τιμών της κύρτωσης με το τετράγωνο των τιμών της λοξότητας. Η σχέση μεταξύ των τιμών αυτών είναι γραμμική. Η ευθεία η οποία ταιριάζει στα δεδομένα είναι K=1.1S<sup>2</sup>+3.9. Επιπλέον, παρατηρούμε πως οι σεισμικές συγκεντρώσεις που χαρακτηρίστηκαν ως μετασεισμικές ακολουθίες τοποθετούνται στο δεξιό τμήμα της καμπύλης, όπως παρατηρήθηκε και για το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Με τον τρόπο αυτό γίνεται διάκριση των σμηνοσειρών από τις μετασεισμικές ακολουθίες βάσει των τιμών των στατιστικών παραμέτρων.



Σχήμα 3.74: Α) Κατανομή της κύρτωσης σε συνάρτηση με την λοξότητα για κάθε σεισμική συγκέντρωση. Β) Κατανομή της κύρτωσης σε συνάρτηση με το τετράγωνο της λοξότητας για κάθε σεισμική συγκέντρωση.

# 3.4.4 Εκτιμώμενη σεισμικότητα της περιοχής με την χρήση στοχαστικών μοντέλων.

Με την χρήση του μοντέλου μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου (ETAS) (Ogata,1988), εκτιμάται η θεωρητική σεισμικότητα για την περιοχή ανά έτος για το διάστημα 2008-2012. Οι τιμές των παραμέτρων που προκύπτουν παρατίθενται στον πίνακα 3.10.

Πίνακας 3.10: Οι παράμετροι του μοντέλου ΕΤΑS για το δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου ανά έτος για την χρονική περίοδο 2008-2012. Αναλυτικά, η παράμετρος m αναφέρεται στην κανονική σεισμική δραστηριότητα υποβάθρου της περιοχής, η παράμετρος k σχετίζεται με το μέγεθος του κύριου σεισμού και το κατώτερο όριο μεγέθους μετασεισμών, η παράμετρος α σχετίζεται με την ικανότητα κάθε σεισμού να προκαλεί τους δικούς του μετασεισμούς σε σχέση με το μέγεθός του, c που εξασφαλίζει ότι ο ρυθμός σεισμικότητας παραμένει πεπερασμένος χρονικά πολύ κοντά στον κύριο σεισμό και η παράμετρος p εκφράζει την ετερογένεια και πολυπλοκότητα της ζώνης διάρρηξης.

Έτος	m	k	c	alpha	р
2008	0.27	0.06	0.03	1.07	1.17
2009	0.76	0.04	0.02	0.74	1.19
2010	0.56	0.04	0.04	1.12	1.38
2011	0.46	0.05	0.01	0.6	1.13
2012	0.61	0.02	0.008	1.11	1.12

Στα σχήματα 3.75-3.79 παρουσιάζονται αναλυτικά για κάθε έτος (2008-2012) η θεωρητική εκτίμηση του ρυθμού σεισμικότητας και ο παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας ως προς τον χρόνο (ordinary time) και επίσης οι θεωρητικές και οι πραγματικές τιμές του ρυθμού σεισμικότητας ως προς τον μετασχηματισμένο χρόνο (transformed time). Επιπλέον, για την καλύτερη παρατήρηση και συσχέτιση των σμηνοσειρών παρατίθεται και τα διαγράμματα των μεγεθών των σεισμών με τους αντίστοιχους χρόνους.

Αναλυτικότερα, το σχήμα 3.75 αφορά το έτος 2008 όπου με κόκκινη συνεχή γραμμή φαίνεται η θεωρητική εκτίμηση του ρυθμού σεισμικότητας και με μαύρη συνεχή ο παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας. Τον Ιούνιο του 2008 έγινε ο σεισμός της Αχαΐας του οποίου η μετασεισμική ακολουθία εκτείνεται μέχρι το νοτιοδυτικό τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής. Το μοντέλο ΕΤΑS προβλέπει ικανοποιητικά την ακολουθία αυτή όπως φαίνεται και στο σχήμα 3.75. Στην συνέχεια παρατηρούνται εξάρσεις οι οποίες αντιστοιχούν σε σεισμικές συγκεντρώσεις οι οποίες χαρακτηρίστηκαν ως σμηνοσειρές και δεν μπόρεσαν να προβλεφθούν από το ΕΤΑS. Χαρακτηριστικό παράδειγμα σμηνοσειρών τις οποίες υποεκτιμά το ΕΤΑS αποτελεί το σχήμα 3.76 που αφορά το έτος 2009. Τόσο στην αρχή της καμπύλης (Μάρτιος/09) όσο και στο μέσο (Ιούνιος/09) εκδηλώθηκαν δύο σεισμικές εξάρσεις οι οποίες χαρακτηρίστηκαν ως σμηνοσειρών το εταρικές εξάρσεις οι οποίες χαρακτηρίοτηκαν συ έτος 2009.



Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο

Σχήμα 3.75: Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2008.



Σχήμα 3.76: Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2009.

Το σχήμα 3.77 αφορά το έτος 2010, κατά το οποίο λαμβάνει χώρα η ακολουθία του Ευπαλίου. Χαρακτηριστικό είναι πως στην αρχή της ακολουθίας το ΕΤΑS προβλέπει με επιτυχία την εξέλιξή της αλλά στην συνέχεια την υποεκτιμά. Επίσης δεν εκτιμά επαρκώς την επαναδραστηριοποίηση που συμβαίνει αργότερα κατά την διάρκεια του έτους. Το σχήμα 3.78 παρουσιάζει τα αποτελέσματα του μοντέλου ΕΤΑS για το έτος 2011. Η απόκλιση της

θεωρητικής (κόκκινη) από την παρατηρούμενη (μαύρη) καμπύλη οφείλεται σε 2 σεισμικές συγκεντρώσεις που έγιναν κατά την αρχή του έτους. Οι συγκεντρώσεις αυτές χαρακτηρίστηκαν η μία ως σμηνοσειρά και η άλλη ως μετασεισμική ακολουθία.



Σχήμα 3.77: Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2010.



Σχήμα 3.78: Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2011.

Τέλος, για το έτος 2012 (Σχήμα 3.79) παρατηρούμε πως το ETAS υποεκτιμά την σεισμικότητα της περιοχής με αποτέλεσμα να μην μπορούν να εξαχθούν ασφαλή συμπεράσματα βάσει αυτών των υπολογισμών.

Κεφάλαιο 3°: Σμηνοσειρές στον Κορινθιακό κόλπο



Σχήμα 3.79: Εκτιμώμενος ρυθμός σεισμικότητας (κόκκινη γραμμή) και παρατηρούμενος ρυθμός σεισμικότητας (μαύρη γραμμή) σε συνάρτηση με τον χρόνο για το έτος 2012.

# 3.5 Ιδιότητες των σεισμικών εξάρσεων στον Κορινθιακό κόλπο

Για τη μελέτη των ιδιοτήτων των σεισμικών εξάρσεων στην περιοχή μελέτης, αυτή διακρίθηκε σε δύο υπό-περιοχές. Η διάκριση αυτή έγινε επειδή η σεισμικότητα είναι πολύ πιο υψηλή στο δυτικό τμήμα από ότι η αντίστοιχη στο ανατολικό. Μετά την εξαγωγή των αποτελεσμάτων για τις δύο αυτές περιοχές, γίνεται σύγκριση αυτών ώστε να διαπιστωθεί αν υπάρχει ή όχι χωρική μεταβολή. Επίσης, εξετάζεται η σχέση μεταξύ του μήκους της σεισμικής ζώνης και του μεγέθους του μεγαλύτερου σεισμού κάθε σεισμικής έξαρσης.

# 3.5.1 Χωρική κατανομή σεισμικών συγκεντρώσεων

Στο σχήμα 3.80 έχουν χαρτογραφηθεί τα μέσα επίκεντρα των σεισμικών συγκεντρώσεων όπως αυτά αναφέρονται στους πίνακες 3.2 και 3.6, για τα επιμέρους τμήματα του Κορινθιακού κόλπου. Οι μέσες επικεντρικές συντεταγμένες της δεύτερης ομάδας σεισμικών συγκεντρώσεων απεικονίζονται στο σχήμα 3.81. Επιπλέον, βάσει του διαχωρισμού που έγινε νωρίτερα απεικονίζονται με κίτρινο χρώμα οι σεισμικές συγκεντρώσεις που χαρακτηρίσθηκαν ως μετασεισμικές ακολουθίες και με κόκκινο χρώμα οι σμηνοσειρές.


Σχήμα 3.80: Χωρική κατανομή των μέσων επικεντρικών συντεταγμένων των σεισμικών συγκεντρώσεων. Ο κωδικός για κάθε επίκεντρο αναφέρεται στον πίνακα 3.9.Με κόκκινο χρώμα συμβολίζονται οι σεισμικές συγκεντρώσεις που χαρακτηρίστηκαν ως σμηνοσειρές ενώ με κίτρινο χρώμα οι μετασεισμικές ακολουθίες.



**Σχήμα 3.81:** Χωρική κατανομή των μέσων επικεντρικών συντεταγμένων των σεισμικών συγκεντρώσεων. Ο κωδικός για κάθε επίκεντρο αναφέρεται στον πίνακα 3.10.

Με σκοπό την συσχέτιση του μήκους της σεισμικής ζώνης κάθε σεισμικής συγκέντρωσης με το μεγαλύτερο σε μέγεθος σεισμό αυτής, χαρτογραφούνται στο σχήμα 3.82 οι τιμές αυτές. Τα δεδομένα στο σύνολο τους δεν παρουσιάζουν κάποια συσχέτιση. Όμως, όπως μπορεί να παρατηρηθεί, χρησιμοποιείται διαφορετικό σύμβολο για τις μετασεισμικές ακολουθίες (τετράγωνο) και διαφορετικό (κύκλος) για τις σμηνοσειρές. Για σεισμούς M≥3.5 οι οποίοι χαρακτηρίστηκαν ως μετασεισμικές ακολουθίες μπορεί να παρατηρηθεί γραμμική συσχέτιση μεταξύ του μήκους της σεισμικής ζώνης ως προς το μέγιστο μέγεθος της κάθε ακολουθίας. Για μικρότερα μεγέθη (M<3.5) οι σεισμικές συγκεντρώσεις οι οποίες χαρακτηρίστηκαν ως μετασεισμικές ακολουθίες δεν παρουσιάζουν γραμμική σχέση αλλά το μήκος της σεισμικής τους ζώνης δεν ξεπερνά τα 3 km. Τέλος, οι σμηνοσειρές με μέγιστο μέγεθος σεισμού μικρότερο από M=3.5 παρουσιάζουν μεγαλύτερο μήκος σεισμικής ζώνης από τις αντίστοιχες μετασεισμικές ακολουθίες. Σημειώνεται πως μόνο σε αυτό το σημείο η ακολουθία του Ευπαλίου θεωρήθηκε ως δύο επιμέρους ακολουθίες με μέγιστο μέγεθος M=5.5 και M=5.4 και μήκος σεισμικής ζώνης 5km και 6km αντίστοιχα.



Σχήμα 3.82: Μήκος σεισμικής ζώνης προς το μέγιστο μέγεθος κάθε ακολουθίας. Με συμπαγείς κόκκινους κύκλους απεικονίζονται οι ακολουθίες που χαρακτηρίστηκαν ως σμηνοσειρές με Ν≥10, ενώ με ανοικτού κύκλους οι σμηνοσειρές με 5≤N<10. Τα συμπαγή τετράγωνα αφορούν τις μετασεισμικές ακολουθίες με Ν≥10 ενώ τα ανοικτά τετράγωνα τις μετασεισμικές ακολουθίες με 5≤N<10.</p>

#### 3.5.2 Σχέση μεταξύ κύρτωσης και λοξότητας

Στο σχήμα 3.83 παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών των μέτρων ασυμμετρίας για όλες τις ακολουθίες. Όπως και στα επιμέρους τμήματα έτσι και για όλο τον Κορινθιακό κόλπο, συμπεριλαμβανομένων όλων των ακολουθιών, η παραβολική σχέση μεταξύ λοξότητας και κύρτωσης παραμένει. Οι σμηνοσειρές τοποθετούνται στο κέντρο και αριστερά της παραβολής ενώ οι μετασεισμικές ακολουθίες τοποθετούνται στο δεξιό τμήμα της καμπύλης.



Σχήμα 3.83: A) Κατανομή της κύρτωσης σε συνάρτηση με την λοξότητα για κάθε σεισμική συγκέντρωση. B) Κατανομή της κύρτωσης σε συνάρτηση με το τετράγωνο της λοξότητας για κάθε σεισμική συγκέντρωση.

#### ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4°: Συμπεράσματα

Με σκοπό την διερεύνηση των χωρο-χρονικών ιδιοτήτων των σμηνοσειρών εφαρμόστηκε η άνω διαδικασία για τον Κορινθιακό κόλπο. Στο παρόν κεφάλαιο συνοψίζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την μελέτη των δύο επιμέρους τμημάτων (Ανατολικό – Δυτικό).

Αρχικά καθορίστηκαν τα σεισμολογικά δεδομένα από τον ενιαίο κατάλογο σεισμών τα οποία θα χρησιμοποιούνταν για την συνέχεια της διαδικασίας. Λόγω των δυσκολιών που προέκυψαν στον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας καθώς και της ανομοιογένειας στον καθορισμό των μεγεθών μεταξύ των δύο ινστιτούτων (Αθήνα - Θεσσαλονίκη) επιλέχθηκαν μόνο τα δεδομένα από τα μηνιαία δελτία του Σεισμολογικού δικτύου του Α.Π.Θ..

Αφού υπολογίστηκε η πληρότητα για όλο τον Κορινθιακό κόλπο, θεωρήθηκε αναγκαία η διάκριση του σε δύο επιμέρους τμήματα (Ανατολικό- Δυτικό) λόγω της διαφορετικής σεισμικότητας. Κάθε τμήμα αναλύθηκε ξεχωριστά ακολουθώντας την ίδια μεθοδολογία.

Η πρώτη επεξεργασία, η οποία αφορά και τα 2 τμήματα, ήταν η αναγνώριση των σεισμικών συγκεντρώσεων. Η διαδικασία αυτή διενεργήθηκε με την βοήθεια του λογισμικού πακέτου Zmap (Wiemer, 2001). Μέσα από αυτό το πρόγραμμα προκύπτουν τρεις επιμέρους κατάλογοι (i) ο πλήρης κατάλογος, (ii) ο κατάλογος που περιέχει τις σεισμικές συγκεντρώσεις και (iii) ο κατάλογος που προσεγγίζει την κανονική σεισμικότητα χωρίς να περιλαμβάνονται οι σεισμικές εξάρσεις. Για το ανατολικό τμήμα αναγνωρίστηκαν 54 σεισμικές συγκεντρώσεις από τις οποίες διατηρούνται οι 9, λόγω των κριτηρίων που τέθηκαν. Τα κριτήρια αυτά αφορούν το πλήθος των σεισμών σε κάθε συγκέντρωση (N≥10) και το χρονικό κριτήριο του Mogi (1963). Επιπλέον επιλέχθηκαν να εξεταστούν και οι σεισμικές συγκεντρώσεις με πλήθος σεισμών 5≤N<10 και διάρκεια λίγων ωρών. Αντίστοιχα για το δυτικό τμήμα αναγνωρίστηκαν 211 σεισμικές συγκεντρώσεις από τις οποίες αναγνώρισης των σεισμικών συγκεντρώσεων παρατηρήθηκε πως για το δυτικό τμήμα ο κατάλογος των σεισμικών συγκεντρώσεων περιέχει περισσότερους σεισμούς από ότι ο κατάλογος των σεισμικών συγκεντρώσεων περισσότερους σεισμούς από ότι ο κατάλογος των σεισμικών συγκεντρώσεων περιέχει περισσότερους σεισμούς από ότι ο κατάλογος των σεισμικών συγκεντρώσεων περιέχει περισσότερους σεισμούς από ότι ο κατάλογος των σεισμικών συγκεντρώσεων περιέχει περισσότερους σεισμούς από ότι ο κατάλογος των σεισμικών συγκεντρώσεων περιέχει περισσότερους σεισμούς από ότι ο κατάλογος χωρίς αυτές. Αυτό μας οδηγεί στο συμπέρασμα πως η σεισμικότητα στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού παρουσιάζει έντονες συγκεντρώσεις στο χώρο και στο χώρο.

Στην συνέχεια μελετήθηκαν οι χωρικές κατανομές της σεισμικής δραστηριότητας με σκοπό την εύρεση της μέγιστης διάστασης της χωρικής κατανομής για κάθε σεισμική συγκέντρωση. Παρουσιάζεται επίσης η σχέση μεταξύ του μήκους της σεισμικής ζώνης και σεισμού με το μεγαλύτερο μέγεθος σε κάθε ακολουθία. Το συμπέρασμα είναι πως οι σεισμικές συγκεντρώσεις οι οποίες χαρακτηρίστηκαν ως μετασεισμικές ακολουθίες συνδέονται με την απόσταση με γραμμική σχέση. Αντίθετα οι σεισμικές συγκεντρώσεις που χαρακτηρίσθηκαν ως σμηνοσειρές παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά. Σημειώνεται πως δεν έχει γίνει επαναπροσδιορισμός των επικέντρων των σεισμών των σεισμικών συγκεντρώσεων και για αυτό δεν έχει διενεργηθεί οποιαδήποτε άλλη επεξεργασία που να αφορά την χωρική κατανομή.

Για την διάκριση των σεισμικών συγκεντρώσεων σε σμηνοσειρές και μετασεισμικές ακολουθίες υπολογίστηκε η λοξότητα της σεισμικής ροπής κάθε ακολουθίας ως προς το χρόνο, καθώς και η παράμετρος  $t_{max}$  η οποία σχετίζεται με τον χρόνο γένεσης του μεγαλύτερου σε μέγεθος σεισμού σε κάθε ακολουθία. Οι σμηνοσειρές προκύπτει πως έχουν χαμηλές θετικές έως αρνητικές τιμές της λοξότητας (-2,2). Τέλος, η τιμή της παραμέτρου  $t_{max}$  λαμβάνει τιμές  $t_{max}$ >0.4 για τις σμηνοσειρές ενώ  $t_{max}$ ≤0.4 για τις μετασεισμικές ακολουθίες. Με αυτή την διαδικασία για το σύνολο του Κορινθιακού κόλπου, για την εξεταζόμενη χρονικά περίοδο (2008-2012), από τις 47 σεισμικές συγκεντρώσεις οι 17 παρουσιάζουν χαρακτηριστικά μετασεισμικών ακολουθιών και οι 30 χαρακτηρίζονται ως σμηνοσειρές.

Επιπλέον, διερευνάται η σχέση της κύρτωσης με την λοξότητα για κάθε σεισμική ακολουθία. Όπως αναφέρεται στο κεφάλαιο της μεθοδολογίας, έχει γίνει προσπάθεια για τις οικονομικές επιστήμες της συσχέτισης αυτής της παραβολικής σχέσης με τις μετοχές. Στην παρούσα εργασία εισάγεται αυτή η συσχέτιση ως κριτήριο διάκρισης των σεισμικών συγκεντρώσεων σε σμηνοσεισμούς και μετασεισμικές ακολουθίες. Αυτό επιτυγχάνεται, διότι προκύπτει ότι η τιμή της κύρτωσης και της λοξότητας για τις σμηνοσεισμικές ακολουθίες είναι K>7 και S>2. Οι αντίστοιχες τιμές που προκύπτουν για τις σμηνοσειρές είναι K<7 και S (-2,2).

Ακόμη, γίνεται διερεύνηση της χρονικής κατανομής των σμηνοσειρών και συσχέτιση τους με την θεωρητική εκτίμηση του μοντέλου μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου (ETAS) (Ogata, 1988). Η επεξεργασία γίνεται χωριστά για κάθε τμήμα (Ανατολικό – Δυτικό) λόγω της διαφοράς στην σεισμικότητα. Για το ανατολικό τμήμα τα αποτελέσματα δεν είναι ικανοποιητικά λόγω του μικρού αριθμού των σεισμών. Εν αντιθέσει στο δυτικό τμήμα όπου η σεισμικότητα είναι εντονότερη, έχουμε ικανοποιητικά αποτελέσματα. Αναλυτικότερα, για το έτος 2008 το μοντέλο ΕΤΑS επιτυγχάνει να εκτιμήσει επαρκώς την εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας της Αχαΐας. Το 2009 όπως και το 2011 οι αποκλίσεις της παρατηρούμενης σεισμικότητας από την θεωρητική συμπίπτουν χρονικά με την γένεση δύο

σμηνοσειρών. Τέλος, η αρχή της ακολουθίας του Ευπαλίου εκτιμάται επιτυχώς, όμως το μοντέλο ΕΤΑS υποεκτιμά την εξέλιξη της.

# ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι σεισμικές συγκεντρώσεις εκδηλώνονται ως ακολουθίες του τύπου κύριος σεισμός μετασεισμοί αλλά και ως σμηνοσειρές, οι οποίες ορίζονται ως απότομες μεταβολές της σεισμικότητας γωρίς να κυριαρχεί κάποιος σεισμός σε μέγεθος. Ο Κορινθιακός κόλπος, ο οποίος αποτελεί την περιοχή μελέτης, είναι μία από τις πιο πρόσφατες εφελκυστικές δομές με ρυθμό ολίσθησης περίπου 1 cm/yr και επέκταση 7 mm/yr. Η περιοχή παρουσιάζει υψηλή σεισμικότητα η οποία και εκδηλώνεται με την μορφή σεισμικών εξάρσεων. Με στόχο την εύρεση των σεισμικών συγκεντρώσεων εφαρμόσθηκε ο αλγόριθμος του Reasenberg (1985) σε έναν πλήρη σεισμικό κατάλογο και για το χρονικό διάστημα 2008-2012. Μετά την αναγνώριση των σεισμικών συγκεντρώσεων μελετήθηκαν οι χωρικές τους ιδιότητες με σκοπό να συσχετισθεί η διεύθυνση διάδοσής τους με το πεδίο τάσεων της περιοχής. Επιπλέον, ένα γαρακτηριστικό των σμηνοσειρών αποτελεί η γαμηλή τιμή της λοξότητας της σεισμικής ροπής ως προς το χρόνο. Έτσι, για την διάκριση των σεισμικών συγκεντρώσεων σε σμηνοσειρές και μετασεισμικές ακολουθίες, υπολογίστηκε η λοξότητα και η κύρτωση της σεισμικής ροπής ως προς το χρόνο για κάθε σεισμική έξαρση. Το μοντέλο μετασεισμικής ακολουθίας επιδημικού τύπου (ETAS) (Ogata, 1988) χρησιμοποιήθηκε για την εκτίμηση της σεισμικότητας και την σύγκρισή της με την παρατηρούμενη σεισμικότητα. Η διαδικασία αυτή είχε ως σκοπό την συσχέτιση των αποκλίσεων του θεωρητικού μοντέλου από την παρατηρούμενη σεισμικότητα με τη γένεση και εξέλιξη σμηνοσειρών.

# ABSTRACT

Clusters commonly occur as main shock-aftershock (MS-AS) sequences but also as earthquake swarms, which are empirically defined as an increase in seismicity rate above the background rate without a clear triggering main shock earthquake. The Corinth Rift, which was selected as our target area, appears to be the most recent extensional structure, with a likely rate of fault slip of about 1cm/yr and opening of 7mm/yr. High seismic activity accommodates the active deformation with frequent strong (M $\geq$ 6.0) events and several seismic excitations without a main shock with clearly discriminative magnitude. Identification of earthquake clusters that occurred in this area in last years (2008-2012) and investigation of their spatio-temporal distribution is attempted. The Reasenberg's (1985) algorithm was employed to identify earthquake clusters from a complete catalogue. In order to distinguish these clusters we calculate the skewness and kurtosis of seismic moment release for each cluster, since swarm-like sequences generally have lower skew value of moment release history than MS-AS. Spatial properties of each cluster were examined aiming to associate their propagation with the regional stress field. Finally, the Epidemic Type Aftershock Sequence model (ETAS) (Ogata, 1988) was used to determine the theoretical seismicity rate and correlate the deviations from the observed seismicity rate with the occurrence of earthquake swarms.

### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aoyama, H., M. Takeo, and S. Ide (2002). Evolution mechanisms of an earthquake swarm under the Hida Mountains, central Japan, in 1998, *J. Geophys. Res.* **107**, 10.1029/2001JB000540.
- Armijo, R., B. Meyer, G. C. P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.* **126**, 11-53.
- Baker, C., D. Hatzfeld, H. Lyon-Caen, E. Papadimitriou, and A. Rigo (1997). Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece: implications for the oceanic subduction-continental collision transition, *Geophys. J. Int.* **131**,559-594.
- Benoit, J., and S. McNutt (1996). Global volcanic earthquake swarms database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration, *Ann. Geofisc.* **XXXIX**, 221-229.
- Bourouis, S., and F. H. Cornet (2009). Microseismic activity and fluid fault interactions : some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece, *Geophys. J. Int.* **178**, 561-580.
- Briole, P., A. Rigo, H. Lyon-Caen, J. C. Ruegg, K. Papazissi, C. Mitsakaki, A. Balodimou, G. Veis, D. Hatzfeld, and A. Deschamps (2000). Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated global positioning system surveys between 1990 and 1995, J. Geophys. Res. 105, 25605-25625.
- Burridge, R., and L. Knopoff (1967). Model and theoretical seismicity, *Bull. Seismol. Soc.* Am. 57, 341-371.
- Chen, X., and P. M. Shearer (2011). Comprehensive analysis of earthquake source spectra and swarms in the Salton Trough, California, J. Geophys. Res. 116, doi:10.1029/2011JB008263.
- Cristelli, M., A. Zaccaria, and L. Pietronero (2012). Universal relation between skewness and kurtosis in complex dynamics, *Phys. Rev. E* **85**, doi:10.1103/PhysRevE.85.066108.
- Farrell, J., S. Husen, and R. B. Smith (2009). Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcanic-tectonic system, *J. Volcanol. Geoth. Res.* **188**, 260-276.
- Francis, T. J. G. (1974). A new interpretation of the 1968 Fernandia caldera collapse and its implications for the mid-ocean ridges, *Geophys. J. Roy. Astrom. Soc.* **39**, 301-318.
- Hainzl, S. (2003). Self-organization of earthquake swarms, J. Geodyn. 35, 157-172.
- Hainzl, S., and T. Fischer (2002). Indications for a successively riggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in Votgland/NW-Bohemia. J. Geophys. Res. 107, doi:/10.1029/2002JB001865.

- Hanks, T. C., and H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale, J. Geophys. Res. 84, 2348-2350.
- Hatzfeld, D., V. Karakostas, M. Ziazia, I. Kassaras, E. Papadimitriou, K. Makropoulos, N. Voulgaris, and C. Papaioannou (2000). Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece), *Geophys. J. Int.* 141, 438-456.
- Hill, D. (1977). A model for earthquake swarms, J. Geophys. Res. 82, 1347-1352.
- Holtkamp, S. G., and M. R. Brudzinski (2011). Earthquake swarms in circum-Pacific subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.* **305**, 215-225.
- Holtkamp, S. G., M. E. Pritchard, and R. B. Lohman (2011). Earthquake swarms in South America, *Geophys. J. Int.* 187,128-146.
- Ibs-von Seht, M., T. Plenefish, and K. Klinge (2008). Earthquake swarms in continental rifts-A comparison of selected cases in America, Africa and Europe, *Tectonophysics* **452**, 66-77.
- Jackson, J. A. (1994). The Aegean deformation, Ann. Rev. Geophys. 22, 239-272.
- Jolivet, L. (2001). A comparison of geodetic and finite strain in the Aegean, geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.* **187**, 95-104.
- Jordan, T. H. (1991). Far-filed detection of slow precursors to fast seismic ruptures, *Geophys.Res.Lett.* **18**, 2019-2022.
- Kanamori, H., and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 65, 1073-1095.
- Karakostas, V., E. Karagianni, and P. Paradisopoulou (2012). Space-time analysis, faulting and triggering of the 2010 earthquake doublet in western Corinth Gulf, *Nat. Hazards* **63**, 1181-1202.
- Κολύβα-Μαχαίρα, Φ., and Ε. Μπόρα-Σέντα (1998). Στατιστική: Θεωρία και Εφαρμογές, ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallemant, and Noomen, R., Veis, G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe, *J. Geophys. Res.* **100**, 12675-12690.
- Llenos, A. L., J. J. McGuire, and Y. Ogata (2009). Modeling seismic swarms triggered by aseismic transients, *Earth Planet.Sci.Lett.* **281**, 59-69.
- McKenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Roy.* Astrom. Soc. **30**, 109-185.
- Mogi, K. (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo* **40**, 831-853.

- Molchan, G., and O. Dmitrieva (1992). Aftershock identification : methods and new approaches, *Geophys. J. Int.* **109**,501-516.
- Ogata, Y. (2006). Statistical analysis of seismicity Updated version (SASeis 2006), in Computer Science Monograph, 33, 1-28.
- Ogata, Y. (2005). Detection of anomalous seismicity as a stress change sensor, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth* **110**, 1-14.
- Ogata, Y. (1988). Statistical Models for Earthquakes Occurrences and Residual Analysis for Point Processes, *Journal of the American Statistical Association* **83**, 9-27.
- Omori, F. (1894). On the aftershocks of the earthquake, J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo 7, 11-200.
- Pacchiani, F., and H. Lyon-Caen (2010). Geometry and spatio-temporal evolution of the 2001 Agios Ioanis earthquake swarm (Corinth Rift, Greece), *Geophys. J. Int.* **180**, 59-72.
- Papazachos, B., E. Scordilis, D. Panagiotopoulos, C. Papazachos, and G. Karakaisis (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, in 10th International Congress og Geological Society of Greece, Thessaloniki, 15-17 April 2004. Vol. XXXV, 1482-1489.
- Papazachos, B. C., and P. E. Comninakis (1971). Geophysical and tectonic Features of the Aegean arc, J. Geophys. Res. 76, 8517-8533.
- Papazachos, B. C., E. E. Papadimitriou, A. A. Kiratzi, C. B. Papazachos, and E. K. Louvari (1998). Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implication, *Boll. Geof. Teorica Applicata* **39**, 199-218.
- Papazachos, B. C., and C. C. Papazachou (2003). The earthquakes of Greece, Ziti publications, .
- Potanina, M. G., V. B. Smirnov, and P. Bernard (2011). Patterns of seismic swarm activity in the Corinth Rift in 2000-2005, *Izvestiya Phys. Solid Earth* **47**, 610-622.
- Reasenberg, P. (1985). Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982, J. *Geophys. Res.* 90, 5479-5495.
- Reilinger, R., S. C. McClusky, Oral, M.B., King, R.W., and M. N. Toksoz (1997). Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, J. Geophys. Res. 102, 9983-9999.
- Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras (1996). A micro-seismicity study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms, *Geophys. J. Int.* **126**, 663-688.
- Roland, E., and J. J. McGuire (2009). Earthquake swarms on transform faults, *Geophys. J. Int.* **178**, 1677-1690.

- Sattin, F., M. Agostini, R. Cavazzana, G. Serianni, P. Scarin, and N. Vianello (2009). About the parabolic relation existing between the skewness and the kurtosis in time series of experimental data, *Phys.Scripta* **79**,doi:10.1088/0031-8949/79/04/045006.
- Savage, W. U. (1972). Microearthquake Clustering near Fairview Peak, Nevada , and in the Nevada Seismic Zone, J. Geophys. Res. 77, 7049-7056.
- Scholz, C. (2002). The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge, .
- Schorlemmer, D., and M. C. Gerstenberger (2007). RELM testing center, *Seismol.Res.Lett.* **78**, 30-36.
- Smirnov, V. B., A. V. Ponomarev, P. Benard, and A. V. Patonin (2010). Regularities in transient models in the seismic process according to the laboratory and natural modeling, *Izvestiya Phys. Solid Earth* 46, 104-135.
- Sykes, L. (1970). Earthquake swarms and sea floor spreading, J. Geophys. Res. 75, 6598-6611.
- Taymaz, T., J. A. Jackson, and D. P. McKenzie (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.* **106**, 433-490.
- Utsu, T. (1961). A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophy. Mag.* **30**, 521-605.
- van Stiphout, T., J. Zhuang, and D. Marsan (2012). Seismicity declusterng, *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis* doi:10.5078/corssa52382934, .
- Vidale, J. E., and P. M. Shearer (2006). A survey of 71 earthquake bursts across southern California: Exploring the role of pore fluid pressure fluctuations and aseismic slip as drivers, *J. Geophys. Res.* **111**, doi:10.1029/2005JB004034.
- Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974-1002.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998). New, improved version of the generic mapping tools released, *Trans. Am. Geophys. Union* **79**, 579-doi: 10.1029/98EO00426.
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol.Res.Lett.* **72**, 373-382.
- Yamashta, 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 Appl. Geophys.* **155**, 625-647.