



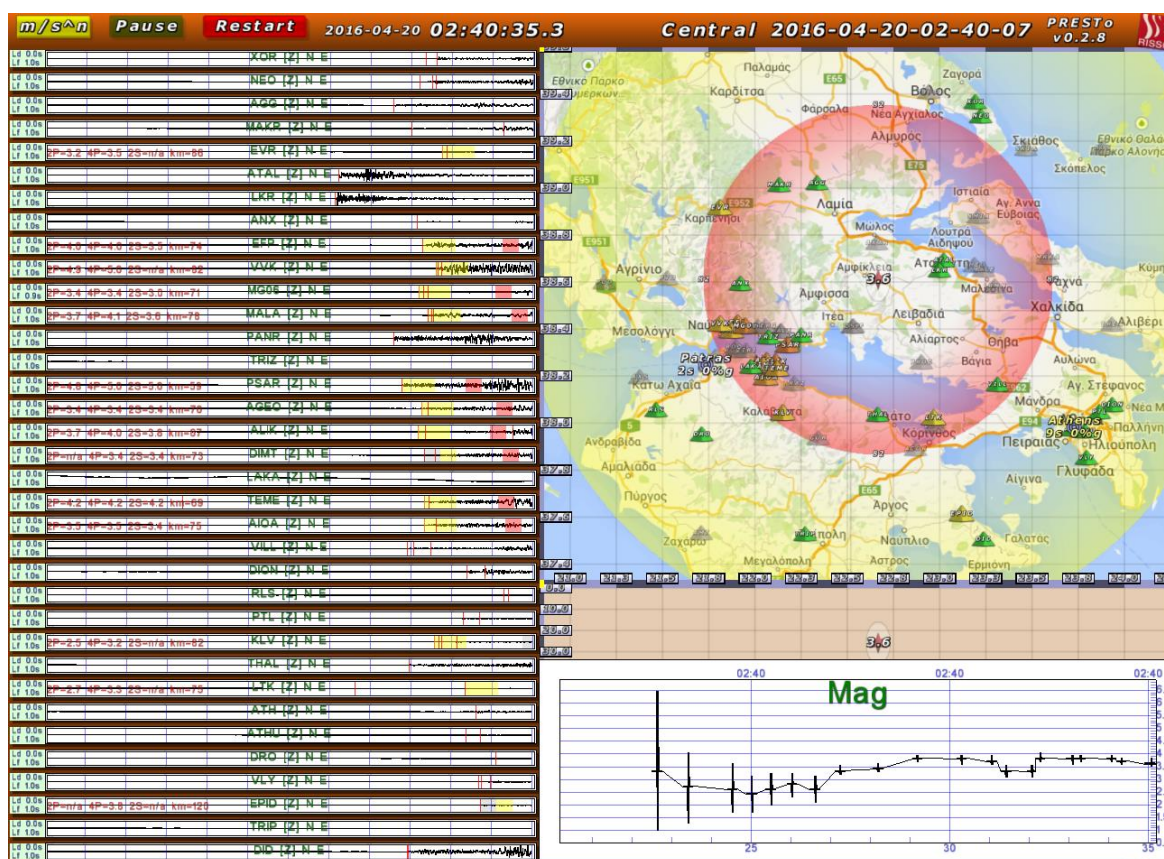
ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Σύστημα Έγκαιρης Προειδοποίησης Σεισμών στην Κεντρική Ελλάδα: Προσδιορισμός σταθερών υπολογισμού μεγέθους



ΑΛΕΞΑΝΔΡΑ Ε. ΣΚΑΣΣΗ

(ΑΜ: 1114201300112)

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ:

ΔΡ. ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΚΑΒΥΡΗΣ, ΕΠΙΚΟΥΡΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

ΑΘΗΝΑ 2017

Στους γονείς μου

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία μελετάται η λειτουργία ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών για την ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου. Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μια από τις πιο ενεργές τεκτονικά περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου. Η ανάγκη ανάπτυξης ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης πηγάζει αφενός από την έντονη σεισμικότητα και αφετέρου από τις μικρές αποστάσεις μεταξύ της σεισμογενούς περιοχής και σημαντικών αστικών κέντρων όπως η Πάτρα, το Αίγιο, η Κόρινθος και η Αθήνα που απειλούνται από επερχόμενους ισχυρούς σεισμούς. Τα συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης βασίζονται στη μεταγενέστερη άφιξη των καταστρεπτικών εγκάρσιων κυμάτων S σε σχέση με τα επιμήκη P κύματα που φθάνουν πρώτα, δίνοντας έτσι προβάδισμα μερικών δευτερολέπτων ή ακόμα και λεπτού πριν την ισχυρή εδαφική κίνηση.

Για τη διερεύνηση δυνατοτήτων ανάπτυξης ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης στον Κορινθιακό Κόλπο, χρησιμοποιήθηκε το ανοιχτό λογισμικό PRESTo. Το PRESTo λειτουργεί στην Ιταλία παρέχοντας προειδοποίηση σε πραγματικό χρόνο. Σκοπός της εργασίας ήταν ο προσδιορισμός των σταθερών υπολογισμού μεγέθους έτσι ώστε να είναι δυνατή η επιτυχής προειδοποίηση σεισμών, με εφαρμογή του λογισμικού PRESTo στην Ελλάδα. Χρησιμοποιήθηκαν 56 σεισμοί που έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας, οι οποίοι καταγράφηκαν από το Ενιαίο Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων (Ε.Ε.Δ.Σ.) και από το δίκτυο CRLNET του Εργαστηρίου της Κορινθιακής Τάφρου. Το Presto λειτούργησε σε κατάσταση προσομοίωσης για τους προαναφερθέντες σεισμούς και τα αποτελέσματα που προέκυψαν, μέσω της διαδικασίας της παλινδρόμησης, οδήγησαν στον προσδιορισμό των σταθερών υπολογισμού μεγέθους για τη λειτουργία του προγράμματος στην Ελλάδα. Τα αποτελέσματα έδειξαν επιτυχή λειτουργία του προγράμματος ως προς τον εντοπισμό των επικέντρων, ωστόσο η έλλειψη πρόσφατου σεισμού μεγάλου μεγέθους στην περιοχή και ο περιορισμένος αριθμός δεδομένων δεν επιτρέπουν την εξαγωγή ασφαλούς συμπεράσματος για τη λειτουργία του συστήματος σε πραγματικό χρόνο.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Κορινθιακός Κόλπος, σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών, PRESTo, προσδιορισμός σταθερών μεγέθους

ABSTRACT

This diploma thesis outlines the operation of an earthquake early warning system for the region of the Gulf of Corinth (Greece). The Gulf of Corinth is one of the most seismically active areas of the Eastern Mediterranean. The need to develop an early warning system derives both from intense seismicity of the area and the short distances between the study area and major urban centers such as Patras, Aegio, Corinth and Athens that are threatened by potential strong earthquakes. Early warning systems are based on the later arrival of the destructive S waves in contrast with the P waves that arrive first, giving a lead of a few seconds or even a minute of warning before the strong ground movement.

PRESTo is a free and open source software used to develop an early warning system in the Gulf of Corinth. PRESTo is currently applied in Italy providing real-time warning. The purpose of this thesis was to determine the fixed magnitude constants to allow for successful earthquake warning using PRESTo in Greece. To determine the viability of the system in Greece, 56 earthquakes that occurred in the area and were recorded by the Hellenic Unified Seismological Network and the CRLNET network of the Corinthian Rift Laboratory were used as a reference. Presto operated in simulation mode for the aforementioned earthquakes and the obtained results, through regression analysis, led to the determination of magnitude constants for the program's function in Greece. The results revealed successful operation of the software in identifying the epicentres, however the lack of recent large earthquake in the area and the limited number of data does not allow a safe conclusion to be drawn for real-time operation of the system.

KEYWORDS: Corinth Gulf, early warning systems, PRESTo, magnitude constants

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	10
1. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ.....	11
1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	11
1.2 ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ	12
1.3 ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	14
1.4 ΓΕΩΛΟΓΙΑ	15
1.5 ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ.....	19
1.6 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ.....	20
❖ Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος	21
❖ Κεντρικός Κορινθιακός Κόλπος.....	23
❖ Ανατολικός Κορινθιακός Κόλπος	25
1.7 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ	26
1.7.1 ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	29
2. ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ.....	39
2.1 ΟΡΙΣΜΟΣ – ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ.....	39
2.2 ΑΠΑΙΤΟΥΜΕΝΟΣ ΧΡΟΝΟΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΚΑΙ ΤΗΝ ΑΠΟΣΤΟΛΗ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ	40
2.3 ΕΙΔΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ	41
2.4 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ.....	42
2.5 ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΤΟΝ ΚΟΣΜΟ	43
2.5.1 ΙΑΠΩΝΙΑ	43
2.5.2 ΜΕΞΙΚΟ	46

2.5.3	ΤΟΥΡΚΙΑ	47
2.5.4	ΤΑΙΒΑΝ	50
2.5.5	ΚΙΝΑ	52
2.5.6	ΒΟΥΚΟΥΡΕΣΤΙ.....	54
2.5.7	ΚΑΛΙΦΟΡΝΙΑ	54
3.	PRESTO (PROBABILISTIC AND EVOLUTIONARY EARLY WARNING SYSTEM)	55
3.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	55
3.2	ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ PRESTo.....	58
1.	Λεπτομέρειες υλοποίησης προγράμματος	58
2.	Ανάκτηση δεδομένων	58
3.	Εντοπισμός αφίξεων (arrival detection)	58
4.	Προσδιορισμός υποκέντρου	58
5.	Εκτίμηση μεγέθους	59
6.	Προειδοποιητικά μηνύματα.....	60
3.3	ΔΟΚΙΜΗ ΤΟΥ PRESTo ΜΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	61
3.3.1	ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΟ IWATE ΙΑΠΩΝΙΑΣ ΜΕΓΕΘΟΥΣ $M_w=6.9$, 2008.....	62
3.3.2	ΔΟΚΙΜΕΣ ΑΠΟΔΟΣΗΣ ΤΟΥ PRESTo ΣΤΟ ISNET	63
4.	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ PRESTO ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ	64
4.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	64
4.2	ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ	64
4.3	ΣΕΙΣΜΟΙ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ	66
4.4	ΕΦΑΡΜΟΓΗ PRESTo	69
4.5	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ	72
5.	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	75

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

ΕΙΚΟΝΑ 1.1: ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ ΟΠΟΥ ΑΠΕΙΚΟΝΙΖΕΤΑΙ ΤΟ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΑ ΚΙΝΗΣΗΣ. 1: ΖΩΝΗ ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΗΣ ΣΥΓΚΡΟΥΣΗΣ, 2: ΖΩΝΗ ΩΚΕΑΝΙΑΣ ΚΑΤΑΒΥΘΙΣΗΣ, 3: ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΦΕΛΚΥΣΜΟΥ Β–Ν, 4: ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΦΕΛΚΥΣΜΟΥ Α–Δ, 5: ΡΗΓΜΑΤΑ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ (ΣΤΕΦΑΤΟΣ, 2005).	13
ΕΙΚΟΝΑ 1.2: ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ Α. ΣΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ ΚΑΙ Β) ΑΠΟ ΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ ΩΣ ΣΗΜΕΡΑ.	15
ΕΙΚΟΝΑ 1.3: ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ (ΑΠΟΣΠΑΣΜΑ ΑΠΟ ΤΟΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΧΑΡΤΗ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ 1:500.000, ΙΓΜΕ, 1983). ΣΤΟΝ ΕΝΘΕΤΟ ΧΑΡΤΗ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ ΣΗΜΕΙΩΝΕΤΑΙ Η ΘΕΣΗ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ.	15
ΕΙΚΟΝΑ 1.4: ΟΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, 2010).	17
ΕΙΚΟΝΑ 1.5: ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΤΩΝ ΔΕΛΤΑΪΚΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ ΤΥΠΟΥ GILBERT ΣΤΗ ΝΟΤΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ. ΜΕ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΟ ΧΡΩΜΑ ΑΠΕΙΚΟΝΙΖΟΝΤΑΙ ΤΑ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΑ ΑΠΟΘΕΤΙΚΑ ΕΠΕΙΣΟΔΙΑ (ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ, Κ-Μ. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ, Μ-Α. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ, Α. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ-ΟΛΟΚΑΙΝΟ), ΜΕ ΑΥΞΑΝΟΜΕΝΗ ΗΛΙΚΙΑ ΠΡΟΣ ΤΟ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΤΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ (FORD ET AL., 2007).	18
ΕΙΚΟΝΑ 1.6: ΦΥΣΙΟΓΡΑΦΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ (HTTP://KORINTHIAKOS.INFO : ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ ΗΕΕΖΕΝ ET AL, 1966).	20
ΕΙΚΟΝΑ 1.7: ΔΟΜΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ (MORRETI ET AL., 2003).	21
ΕΙΚΟΝΑ 1.8: ΧΑΡΤΗΣ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΔΥΤΙΚΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ (ΣΤΕΦΑΤΟΣ, 2005).	23
ΕΙΚΟΝΑ 1.9: ΧΑΡΤΗΣ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ (ΣΤΕΦΑΤΟΣ, 2005).	24
ΕΙΚΟΝΑ 1.10: ΧΑΡΤΗΣ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ (ΣΤΕΦΑΤΟΣ, 2005).	26
ΕΙΚΟΝΑ 1.11: ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ (HATZFELD ET AL., 1996; BAKER ET AL., 1997; BERNARD ET AL., 1997).	27
ΕΙΚΟΝΑ 1.12: ΧΑΡΤΗΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ (ΕΩΣ ΤΟ 1899) ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ. ΟΙ ΙΣΤΟΡΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΑΠΟ ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ & ΠΑΠΑΖΑΧΟΥ (2003) ΚΑΙ STUCCHI ET AL. (2013). ΤΑ ΜΑΥΡΑ ΕΥΘΥΓΡΑΜΜΑ ΤΜΗΜΑΤΑ ΑΠΕΙΚΟΝΙΖΟΥΝ ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΚΑΤΑ GANAS ET AL. (2013).	28
ΕΙΚΟΝΑ 1.13: ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ. ΠΑΡΟΥΣΙΑΖΕΤΑΙ Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΖΕΤΑΙ ΜΕΤΑΞΥ 1900 ΚΑΙ 2009 (ΜΑΚΡΟΡΟΥΛΟΣ ET AL., 2012). ΤΑ ΜΑΥΡΑ ΕΥΘΥΓΡΑΜΜΑ ΤΜΗΜΑΤΑ ΑΠΕΙΚΟΝΙΖΟΥΝ ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΚΑΤΑ GANAS ET AL. (2013).	29
ΕΙΚΟΝΑ 2.1: ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΟΙ ΧΡΟΝΟΙ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΕ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΑΠΟΣΤΑΣΕΙΣ ΑΠΟ ΤΟ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ. ΤΟΠΟΘΕΣΙΕΣ ΕΝΤΟΣ ΑΚΤΙΝΑΣ 20 ΜΙΛΙΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ ΔΕΝ ΠΡΟΛΑΒΑΙΝΟΥΝ ΝΑ ΛΑΒΟΥΝ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗ ΠΡΙΝ ΤΗΝ ΑΦΙΞΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (WWW.EARTHQUAKE.USGS.GOV).	41

ΕΙΚΟΝΑ 2.2: ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΔΙΚΤΥΟΥ ΣΤΑΘΜΩΝ “REGIONAL” ΚΑΙ ΕΝΟΣ ΣΤΑΘΜΟΥ “ONSITE” (EGU, 2014).	42
ΕΙΚΟΝΑ 2.3: ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΤΟΝ ΚΟΣΜΟ (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ ALLEN ET AL., 2009).	43
ΕΙΚΟΝΑ 2.4: ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗΣ (ΔΕΞΙΑ) ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΗΘΕΙΣΑΣ (ΑΡΙΣΤΕΡΑ) ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΙΑΠΩΝΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ SHINDO (JAPAN’S SHINDO SCALE) ΓΙΑ ΤΟΝ ΣΕΙΣΜΟ ΤΟΥ ΤΟΗΟΚΥ (YAMASAKI, 2011).	46
ΕΙΚΟΝΑ 2.5: ΡΗΓΜΑ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ ΣΤΗ ΒΔ ΤΟΥΡΚΙΑ. ΜΕ ΚΟΚΚΙΝΕΣ ΓΡΑΜΜΕΣ ΠΑΡΟΥΣΙΑΖΟΝΤΑΙ ΤΑ ΡΗΓΜΑΤΑ, ΜΕ ΚΙΤΡΙΝΕΣ ΟΙ ΚΥΡΙΕΣ ΔΙΑΡΡΗΞΕΙΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΤΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1912-1999. ΤΑ ΑΣΤΕΡΙΑ ΕΙΝΑΙ ΤΑ ΕΠΙΚΕΝΤΡΑ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ($M > 6.8$) ΠΟΥ ΕΓΙΝΑΝ ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 2000 ΧΡΟΝΙΑ (AMBRASEYS, 2002; PARSONS, 2004). ΤΟ ΑΣΠΡΟ ΒΕΛΟΣ ΔΕΙΧΝΕΙ ΤΗΝ ΚΙΝΗΣΗ ΤΗΣ ΠΛΑΚΑΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΕΥΡΑΣΙΑ (BOHNHOFF ET AL., 2011).	48
ΕΙΚΟΝΑ 2.6: ΔΙΚΤΥΟ ΣΤΑΘΜΩΝ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΝΤΑΙ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΓΚΑΙΡΗ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗ (ZULFICAR ET AL., 2014).	49
ΕΙΚΟΝΑ 2.7: ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΑΧΕΙΑΣ ΑΝΤΙΔΡΑΣΗΣ (ERDIK ET AL., 2003).	50
ΕΙΚΟΝΑ 2.8: ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΤΑΙΒΑΝ (WALIA ET AL., 2009).	51
ΕΙΚΟΝΑ 2.9: ΧΑΡΤΗΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ ΚΑΤΑΣΤΡΕΠΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΤΑΙΒΑΝ ΑΠΟ ΤΟ 1900 (ΑΣΤΕΡΙΑ) ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ (ΤΡΙΓΩΝΑ) ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΓΙΑ ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΑΠΟ ΤΟ 2001 (HSIAO ET AL., 2009).	52
ΕΙΚΟΝΑ 2.10: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΤΑΘΜΩΝ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ FUJIAN (HONGCAI ET AL., 2016).	53
ΕΙΚΟΝΑ 3.1: ΧΑΡΤΗΣ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ ΚΑΙ ΤΟΥ ΟΚΤΩΒΡΙΟΥ 2016 ΣΤΗΝ ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΙΤΑΛΙΑ (GSMA, 2017).	55
ΕΙΚΟΝΑ 3.2: ΣΧΕΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΡΟΗΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΤΡΟΠΟΥ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΤΟΥ PRESTO (SATRIANO ET AL., 2011).	57
ΕΙΚΟΝΑ 3.3: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΥ LOGPD ΚΑΙ ΤΟΥ ΣΤΙΓΜΙΑΙΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ MW. ΟΙ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ PD ΟΜΑΛΟΠΟΙΟΥΝΤΑΙ ΣΕ ΜΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΝΑΦΟΡΑΣ 10 ΚΜ. Η ΠΑΛΙΝΔΡΟΜΗΣΗ ΥΠΟΛΟΓΙΖΕΤΑΙ ΜΕΤΡΩΝΤΑΣ ΤΟ PD ΣΤΟ ΠΑΡΑΘΥΡΟ ΤΩΝ 2 ΔΕΥΤΕΡΟΛΕΠΤΩΝ ΜΕΤΑ ΤΗΝ ΑΦΙΞΗ ΤΟΥ Ρ ΚΥΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΣΤΑ ΠΑΡΑΘΥΡΑ 1 ΚΑΙ 2 ΔΕΥΤΕΡΟΛΕΠΤΩΝ ΜΕΤΑ ΤΗΝ ΑΦΙΞΗ ΤΩΝ S ΚΥΜΑΤΩΝ. ΤΟ ΠΛΑΤΟΣ ΤΟΥ Ρ ΚΥΜΑΤΟΣ ΜΕΤΡΙΕΤΑΙ ΑΠΟ ΤΗΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ, ΕΝΩ ΤΟ ΠΛΑΤΟΣ ΤΟΥ S ΚΥΜΑΤΟΣ ΑΠΟ ΤΟ ΑΘΡΟΙΣΜΑ ΤΩΝ ΟΡΙΖΟΝΤΙΩΝ ΣΥΝΙΣΤΩΣΩΝ. ΣΕ ΚΑΘΕ ΠΑΡΑΘΥΡΟ ΦΑΙΝΕΤΑΙ Η ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΗ ΓΡΑΜΜΗ ΠΑΛΙΝΔΡΟΜΗΣΗΣ (SATRIANO ET AL., 2011).	59
ΕΙΚΟΝΑ 3.4: ΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΠΑΡΑΣΤΑΣΗ ΤΟΥ PRESTO ΚΑΤΑ ΤΗ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΣΤΟΝ ΣΕΙΣΜΟ ΤΟΥ 1980 ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ IRPINIA ΜΕΓΕΘΟΥΣ $M=6.9$. ΣΤΟΝ ΧΑΡΤΗ ΕΚΤΟΣ ΑΠΟ ΤΟ ΕΚΤΙΜΩΜΕΝΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ, ΤΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΥΣ ΣΤΑΘΜΟΥΣ ΚΑΙ ΤΙΣ ΚΥΜΑΤΟΜΟΡΦΕΣ ΤΟΥΣ, ΕΜΦΑΝΙΖΟΝΤΑΙ ΚΑΙ ΚΑΠΟΙΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ «ΣΤΟΧΟΙ» ΣΤΙΣ ΟΠΟΙΕΣ ΜΑΣ ΕΝΔΙΑΦΕΡΕΙ ΝΑ ΓΝΩΡΙΖΟΥΜΕ ΠΟΤΕ ΘΑ ΦΤΑΣΟΥΝ ΤΑ ΚΑΤΑΣΤΡΕΠΤΙΚΑ ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ (SATRIANO ET AL., 2011).	61

ΕΙΚΟΝΑ 3.5: ΣΤΙΓΜΙΟΤΥΠΟ ΑΠΟ ΤΗ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΤΟΥ PRESTO ΜΕ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΟΥ 2008 ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ IWATE (SATRIANO ET AL., 2011).	63
ΕΙΚΟΝΑ 4.1: ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ ΟΠΟΥ ΑΠΕΙΚΟΝΙΖΟΝΤΑΙ ΟΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΙ ΣΤΑΘΜΟΙ ΤΩΝ ΔΙΚΤΥΩΝ ΠΟΥ ΑΠΟΤΕΛΟΥΝ ΤΟ Ε.Ε.Δ.Σ. (ΗΑ, ΗΛ, ΗΡ, ΗΤ) ΚΑΙ ΤΟ CLRΝ (CL). ΕΠΙΠΛΕΟΝ, ΣΗΜΕΙΩΝΟΝΤΑΙ ΟΙ ΚΥΡΙΕΣ ΠΟΛΕΙΣ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ.	66
ΕΙΚΟΝΑ 4.2: ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ ΟΠΟΥ ΑΠΕΙΚΟΝΙΖΟΝΤΑΙ ΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΟΙ ΟΠΟΙΟΙ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΣΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΜΕΛΕΤΗ. ΤΑ ΜΑΥΡΑ ΕΥΘΥΓΡΑΜΜΑ ΤΜΗΜΑΤΑ ΑΠΕΙΚΟΝΙΖΟΥΝ ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΚΑΤΑ GANAS ET AL. (2013).	68
ΕΙΚΟΝΑ 4.3: ΣΤΙΓΜΙΟΤΥΠΟ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΤΟΥ PRESTO	69
ΕΙΚΟΝΑ 4.4: ΣΤΙΓΜΙΟΤΥΠΟ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΤΟΥ PRESTO ΜΕΤΑ ΤΗ ΣΤΑΘΕΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ	70
ΕΙΚΟΝΑ 4.5: ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ ΓΡΑΦΙΚΗ ΠΑΡΑΣΤΑΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙ ΤΟΥ ΛΟΓΑΡΙΘΜΟΥ PD ΚΑΙ ΤΟΥ ΛΟΓΑΡΙΘΜΟΥ $R/10$. PD Η ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΣΕ CM ΚΑΙ R Η ΥΠΟΚΕΝΤΡΙΚΗ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΣΕ KM.	73

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΙΤΑΛΙΑ.	56
ΠΙΝΑΚΑΣ 2. ΣΕΙΣΜΟΙ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ PRESTO	67
ΠΙΝΑΚΑΣ 3. ΣΤΑΘΕΡΕΣ A , B , C ΠΟΥ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΤΗΚΑΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ M_W	72
ΠΙΝΑΚΑΣ 4. ΣΤΑΘΕΡΕΣ A , B , C ΠΟΥ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΤΗΚΑΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ M_L	72

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στην Αθήνα, στα πλαίσια του προπτυχιακού κύκλου σπουδών του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος κατά το ακαδημαϊκό έτος 2016-2017.

Στόχος της παρούσας εργασίας ήταν ο προσδιορισμός των σταθερών μεγέθους με σκοπό τη λειτουργία ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου.

Στο σημείο αυτό, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές ευχαριστίες μου στον Επίκουρο Καθηγητή Σεισμολογίας και επιβλέποντα αυτής της εργασίας κ. Γ. Καβύρη για την άριστη και αδιάκοπη επίβλεψη και καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησής της, καθώς και για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε. Εκφράζω επίσης τις ευχαριστίες μου στον Καθηγητή κ. Π. Παπαδημητρίου για την παροχή των κυματομορφών των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον διδάκτωρ σεισμολογίας Ανδρέα Καρακωνσταντή και τον μεταπτυχιακό φοιτητή Ιωάννη Σπίγγο για την καθημερινή βοήθεια, την προθυμία και τις πολύτιμες γνώσεις που μοιράστηκαν μαζί μου κατά την εκπόνηση και συγγραφή αυτής της εργασίας.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την αμέριστη υποστήριξη και βοήθεια που μου παρείχε καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

1. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο χώρος της ανατολικής Μεσογείου βρίσκεται στο πιο ενεργό τμήμα της ζώνης σύγκρουσης της Ευρασιατικής με την Αφρικανική πλάκα. Η ευρύτερη περιοχή χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμικότητα, γεγονός το οποίο σχετίζεται με το καθεστώς κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών. Η Ευρασιατική πλάκα κινείται προς τα ΝΔ και συγκρούεται με την Αφρικανική προκαλώντας υποβύθιση ωκεάνιας λιθόσφαιρας (τμήμα του παλαιωκεανού της Τηθύος) κάτω από τον χώρο του Αιγαίου κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου (Karagianni et al., 2002, 2005). Ο χώρος του Αιγαίου δομεί μια ξεχωριστή μικροπλάκα, τη μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία κινείται ΝΔ σε σχέση με την Ευρασία (McKenzie, 1972; Jackson, 1994; Papazachos et al., 1998; Papazachos, 1999). Σήμερα χαρακτηρίζεται από ταχείς ρυθμούς επιμήκυνσης (3 cm yr^{-1}) σχετικά με την Ευρασία (Le Pichon et al., 1995; Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000) που ξεκίνησαν στο Μειόκαινο (Le Pichon and Angelier, 1979; Mercier, 1981), πιθανώς από βαρυτική κατάρρευση των Ελληνίδων (Le Pichon et al., 1995), η οποία βύθισε το κεντρικό τμήμα του Αιγαίου και δημιούργησε το Αιγαίο πέλαγος. Η επιμήκυνση του Ελλαδικού χώρου, σε διεύθυνση Β-Ν εκφράζεται στην ηπειρωτική Ελλάδα από μια σειρά υποπαράλληλων λεκανών (Armijo et al., 1996). Την κυριότερη εξ αυτών, αποτελεί ο Κορινθιακός κόλπος ο οποίος είναι μια από τις πιο ενεργές τεκτονικά περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου και αποτελεί μια ασύμμετρη τεκτονική τάφρο. Εκτείνεται σε διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, κάθετα στην κύρια διεύθυνση των Ελληνίδων, με μήκος 130 km και πλάτος που κυμαίνεται από 5 έως 25 km (Καβύρης Γ., 2003). Εμφανίζει βάθη έως και 860 m (Brooks and Ferentinos, 1984), ενώ διαχωρίζεται από την ανοικτή θάλασσα στα δυτικά από τον πορθμό του Ρίο (Perissoratis et al., 2000) και στα ανατολικά από τον κόλπο των Αλκυονίδων και τον Ισθμό της Κορίνθου. Σήμερα ο κόλπος καταλαμβάνει μια επιφάνεια 2400 Km^2 από τα συνολικά 4100 Km^2 που υπολογίζεται ότι ανταποκρίνονται στην ολική έκταση της επιμήκυνσης της τάφρου (Stefatos et al., 2002). Η δημιουργία της τάφρου αυτής οφείλεται στη δράση ρηξιγενών ζωνών μέσης διεύθυνσης Α-Δ (Makropoulos and Burton, 1981).

1.2 ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

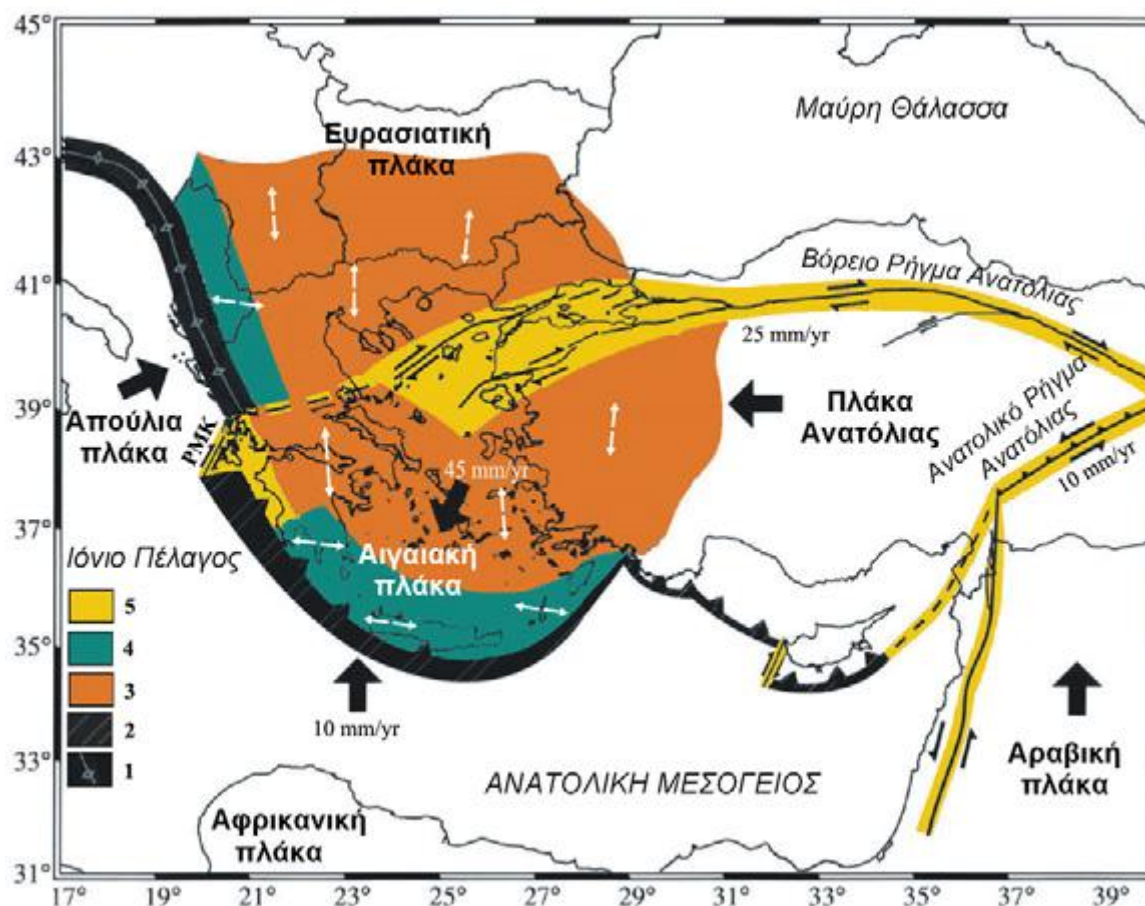
Η Κορινθιακή τάφρος αποτελεί τμήμα του συστήματος του Ελληνικού τόξου και ο σχηματισμός της θεωρείται αποτέλεσμα της διαστολής που υφίσταται η μικροπλάκα του Αιγαίου λόγω της υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από αυτήν (Εικόνα. 1.1). Αναπτύσσεται μπροστά από το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου, σε μια περιοχή που χαρακτηρίζεται ως μία από τις πιο ενεργές περιοχές διαστολής, παγκοσμίως (Parazachos and Comninakis, 1971; McKenzie, 1972, 1978; Makris, 1976; Doutsos et al., 1988; Jackson and McKenzie, 1988). Η διαστολή αυτή λαμβάνει χώρα κυρίως από το Ανώτερο Μειόκαινο και σήμερα υπολογίζεται σε 30 mm/yr σε σχέση με την κίνηση της Ευρασιατικής πλάκας (Reilinger et al., 1997; Kahle et al., 2000; McClusky et al., 2000).

Οι δυνάμεις που είναι υπεύθυνες για την παρατηρούμενη διαστολή εξακολουθούν να αποτελούν θέμα έντονης επιστημονικής συζήτησης. Οι επικρατέστερες αντιλήψεις προτείνουν ως κινητήρια δύναμη της διαστολής:

(α) την προς νότο υποχώρηση της επωθούμενης πλάκας λόγω κατάρρευσής της, προς την τάφρο καταβύθισης (roll-back of the subducting slab due to trench suction) (McKenzie, 1978; Le Pichon and Angelier, 1979; Hatzfeld et al., 1997; Meijer and Wortel, 1997; Doutsos and Kokkalas, 2001),

(β) την πλευρική εξώθηση (lateral extrusion) που προκαλεί η προς τα δυτικά μετανάστευση της πλάκας της Ανατολίας κατά μήκος του ρήγματος της Βορείου Ανατολίας (Dewey and Sengor, 1979; Taymaz et al., 1991; Jackson 1994; Le Pichon et al., 1995; Armijo et al., 1996),

(γ) τη μετά-συγκρουσιακή βαρυτική κατάρρευση ενός πεπαχυσμένου, λόγω ορογένεσης, φλοιού (Horvath and Breckhemer, 1982; Le Pichon et al., 1995; Koukouvelas et al., 1996; Davies et al., 1997; Jolivet, 2001).



Εικόνα. 1.1: Χάρτης της ευρύτερης περιοχής της ανατολικής Μεσογείου όπου απεικονίζεται το γεωδυναμικό καθεστώς και τα αντίστοιχα διανύσματα κίνησης. 1: Ζώνη ηπειρωτικής σύγκρουσης, 2: Ζώνη ωκεάνιας καταβύθισης, 3: Περιοχή εφελκυσμού B-N, 4: Περιοχή εφελκυσμού A-Δ, 5: Ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (Στεφάτος, 2005).

Σύμφωνα με γεωδαιτικές μετρήσεις, τα τελευταία 100 χρόνια, η Κορινθιακή τάφρος διαστέλλεται σε διεύθυνση B-N με ρυθμό που κυμαίνεται από 1.95 mm/yr μέχρι 14.14mm/yr (Billiris et al, 1991; Clarke et al, 1997; Briole et al, 2000; Chousianitis et al., 2013). Ωστόσο παρατηρείται ότι ο ρυθμός διαστολής διαφοροποιείται από την ανατολή προς τη δύση όπου και μετρήθηκε υψηλότερος ρυθμός διαστολής ~15 mm/yr (Clarke et al, 1997; Briole et al, 2000). Σεισμικά προφίλ που πραγματοποιήθηκαν στην τάφρο έδειξαν ότι το πάχος του ηπειρωτικού φλοιού πάνω στον οποίο αναπτύσσεται η τάφρος διαφοροποιείται από δυτικά προς ανατολικά από 40 km σε 25 km, αντίστοιχα (Tiberi et al., 2000, 2001; Sachpazi et al., 2003; Clément et al., 2004; Zelt et al., 2005). Υποθαλάσσια σεισμικά δεδομένα (Clément, 2000) δείχνουν ότι το μέγιστο πάχος ιζημάτων (~2400 m) συναντάται κάτω από το μεγαλύτερο βάθος νερού (~800 m), ενώ μικρότερου πάχους αποθέσεις (<1000 m) απαντώνται σε μικρότερα βάθη νερού (~60 m) στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού.

1.3 ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Ο Κορινθιακός Κόλπος, με την τεκτονική του έννοια, θεωρείται ότι δημιουργήθηκε στο ανώτερο Μειόκαινο (Μαριολάκος 1975; Κούκης και Ρόζος 1982; Μαρίνος και συν, 1986). Κατά το ανώτερο Μειόκαινο, δημιουργήθηκε στην περιοχή της Αργολίδας και των Μυκηνών μια λεκάνη, η οποία στη συνέχεια μετανάστευε προς Βορρά (Ori, 1989). Στη διάρκεια του Πλειοκαίνου η τάφρος αποτελούσε ενιαία ενότητα με τη λεκάνη των Πατρών (Ζυγούρη, 2009) διαμορφώνοντας μια λεκάνη ίσου πλάτους και βάθους στην οποία επικρατούσε ιζηματογένεση ρηχής θάλασσας με αποθέσεις χερσαίων ιζημάτων και ρηχών νερών (Εικόνα 1.2). Κατά το τέλος του Πλειοκαίνου, επικρατεί καθεστώς διαστολής λόγω της δράσης των ΔΒΔ ρηγμάτων (Kowalczyk et al., 1997) και δημιουργούνται τρεις ασύμμετρες τάφροι, της Πατραϊκής, του Ρίο και της Κορίνθου. Σε αυτό το στάδιο έχουμε ιζηματογένεση βαθιάς θάλασσας με απόθεση δελταϊκών ιζημάτων και τουρβιδιτικών ακολουθιών (Ori, 1989).

Μεταξύ Πλειοκαίνου και Τεταρτογενούς, σύμφωνα με τους Doutsos et al. (1988), η διάνοιξη της τάφρου επεκτείνεται προς τα Δυτικά. Η πρότασή τους στηρίχθηκε: (1) στην παρατήρηση ότι επί του χερσαίου τμήματος του νοτίου περιθωρίου, οι Πλειοκαινικές - Τεταρτογενείς αποθέσεις απολεπύνονται προς τα δυτικά όπου και τα Πλειοκαινικά ιζήματα αποσβένουν, (2) στον υπολογισμό του μέγιστου ποσοστού διαστολής, το οποίο από 50% στον κεντρικό Κορινθιακό μειώνεται σε 20% στην περιοχή του Ρίο και φθάνει το 10% στην τάφρο του Πατραϊκού κόλπου και (3) στην παρατήρηση ότι η τάφρος στενεύει προς τα Δυτικά και κατ' επέκταση στην ίδια διεύθυνση μειώνεται και ο ρυθμός βύθισης.

Την προς τα δυτικά επέκταση της τάφρου υποστηρίζουν επίσης οι Le-Pichon (1995) και Armijo et al., (1996), εκτιμώντας ότι το αθροιστικό ποσοστό διαστολής κατά μήκος της τάφρου του Κορινθιακού, μειώνεται από ανατολικά προς τα δυτικά.

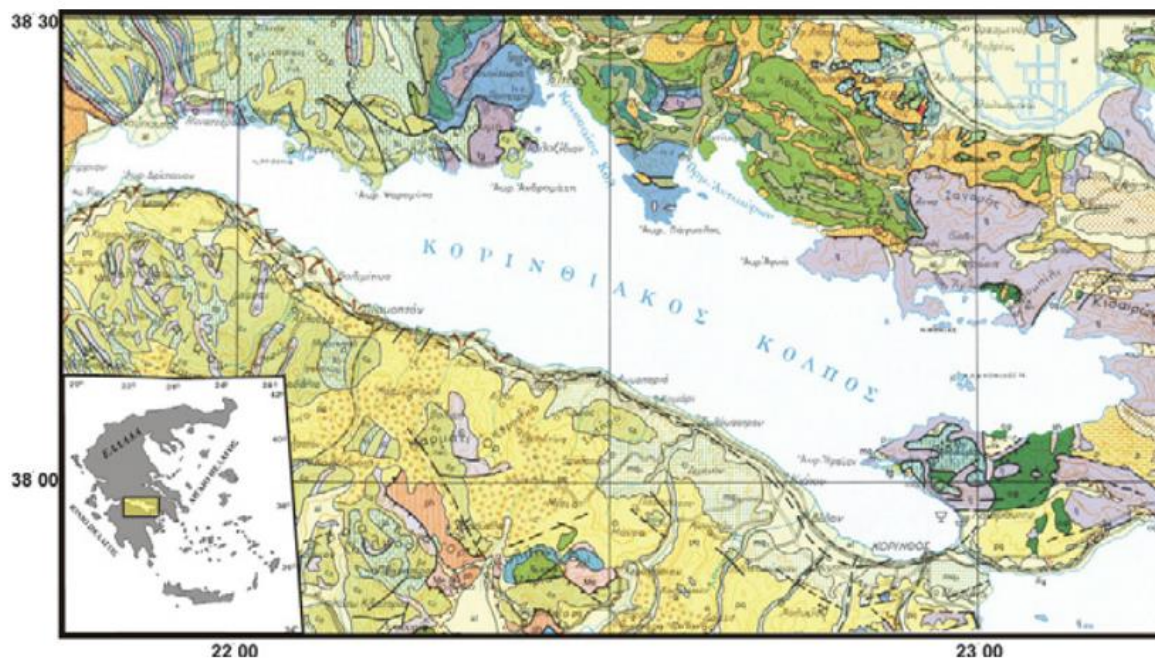
Κατά το Ολόκαινο, η Πελοπόννησος πήρε τη σημερινή της μορφή. Η θαλάσσια λεκάνη της Κορίνθου ανυψώθηκε (Collier, 1988). Η ανύψωση της Β. Πελοποννήσου συνεχίζεται μέχρι σήμερα, όπως αποδεικνύουν γεωδαιτικά στοιχεία και μεταβολές της στάθμης της θάλασσας, που προκύπτουν από αρχαιολογικά και γεωμορφολογικά στοιχεία (Mariolakos and Stiros, 1987; Στείρος, 1991).



Εικόνα 1.2: Εξέλιξη του Κορινθιακού α. στο Κατώτερο Πλειόκαινο και β) από το ανώτερο Πλειόκαινο ως σήμερα.

1.4 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου εμφανίζονται γεωλογικοί σχηματισμοί (Εικόνα 1.3) οι οποίοι διακρίνονται κυρίως σε αλπικούς και μεταλπικούς ενώ το προ-αλπικό υπόβαθρο εμφανίζεται σε λίγες μόνο θέσεις.



Εικόνα 1.3: Γεωλογικός χάρτης του Κορινθιακού κόλπου (απόσπασμα από τον γεωλογικό χάρτη της Ελλάδος 1:500.000, ΙΓΜΕ, 1983). Στον ένθετο χάρτη της Ελλάδος σημειώνεται η θέση του Κορινθιακού κόλπου.

❖ Αλπικοί σχηματισμοί:

Οι αλπικοί σχηματισμοί που συναντώνται ανήκουν στις εξής γεωτεκτονικές ενότητες (Εικόνα 1.4):

Ιόνιος Ενότητα: Εμφανίζεται στο δυτικότερο τμήμα του Κόλπου, τόσο στην Πελοπόννησο (στο ακρωτήριο του Άραξου) όσο και στην ηπειρωτική Ελλάδα και συνίσταται από εναλλαγές ασβεστολίθων, σχιστοκερατολίθων και φλύσχη.

Ενότητα Γαβρόβου-Τριπόλεως: Εμφανίζεται νοτιοδυτικά της Πάτρας και στις περιοχές του Χελμού και της Ζήρειας και κυριαρχεί γενικότερα στο δυτικό περιθώριο του νότιου και βόριου Κορινθιακού. Αποτελεί μια νηριτική ανθρακική πλατφόρμα με ασβεστολίθους και δολομίτες η οποία κλείνει με την απόθεση ηωκαινικού φλύσχη.

Ενότητα Πίνδου: Κυριαρχεί στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου και αποτελείται από εναλλαγές ασβεστολίθων, κερατολίθων, μαργών, ψαμμιτών και φλύσχη. Πρόκειται για μια πελαγική ενότητα η οποία χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη τεκτονικών λεπών. Η ενότητα επωθείται προς τα δυτικά πάνω στην ενότητα Γαβρόβου-Τριπόλεως.

Σειρά Φυλλιτών Χαλαζιτών: Η ενότητα αυτή εμφανίζεται σε τεκτονικό παράθυρο νότια του κεντρικού Κορινθιακού και διαφέρει από τις υπερκείμενες της, λόγω του τεκτονομεταμορφικού χαρακτήρα και της λιθολογίας της, η οποία χαρακτηρίζεται από εναλλαγές φυλλιτών, σχιστών και χαλαζιτών (Dornsiepen et al, 2001).

Ενότητα Παρνασσού: Η συγκεκριμένη ενότητα εμφανίζεται στο Βόρειο Περιθώριο του Κορινθιακού και επωθείται προς τα δυτικά πάνω στην ενότητα της Πίνδου. Η ενότητα αποτελείται κυρίως από μεσοζωικούς, νηριτικούς ασβεστολίθους μεταξύ των οποίων παρεμβάλλονται βωξιτικοί ορίζοντες. Στην οροφή της ενότητας έχουμε την παρουσία ηωκαινικού φλύσχη (Renz, 1955; Papastamatiou, 1960; Celet, 1962).

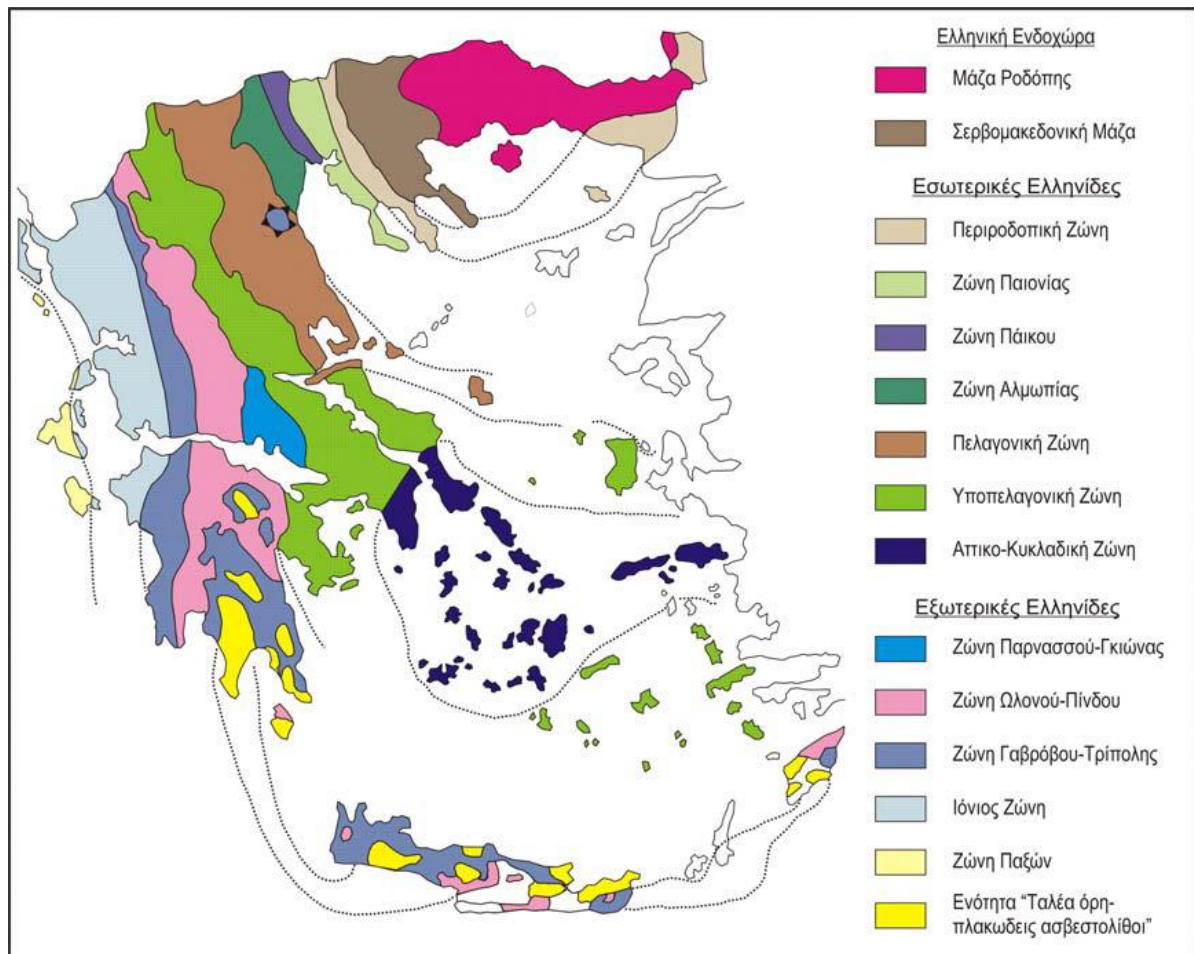
Υποπελαγονική Ενότητα –Ενότητα Ανατολικής Ελλάδας: Εμφανίζεται στην περιοχή Κορινθίας-Αργολίδας. Αποτελείται από παλαιοζωικούς ασβεστολίθους, σχιστολίθους και σώματα οφειολίθων. Η συγκεκριμένη ζώνη εμφανίζεται σε περιορισμένες θέσεις στην Κορινθία, σε διάσπαρτα τεμάχια που αποτελούν κατά κανόνα επιφανειακά τεκτονικά κέρατα.

Βοιωτική Σειρά: Η βοιωτική σειρά χαρακτηρίζεται από ανθρακικές ακολουθίες, νηριτικές ή πελαγικές και από ένα είδος πρώτου φλύσχη, τον Βοιωτικό φλύσχη ηλικίας Τιθωνίου-Βερριασίου (Clement, 1971; Celet and Clement, 1971). Η σειρά αυτή αντιπροσωπεύει ουσιαστικά την ανώτερη σχιστοψαμμιτο - κερατολιθική διάπλαση της ζώνης Ανατολικής Ελλάδας (Τάταρης, 1967).

Υπερβασικό κάλυμμα: σε τεκτονική επαφή με τη σχιστοκερατολιθική διάπλαση της ζώνης της Ανατολικής Ελλάδας, επίκειται το οφιολιθικό κάλυμμα με υπερβασικά πετρώματα, τα οποία κατά θέσεις είναι ελαφρά σερπεντινωμένα. Εντός των

πετρωμάτων αυτών συναντώνται κατά θέσεις τεμάχη ασβεστολίθων Ιουρασικής ή Τριαδικής ηλικίας.

Οι παραπάνω σχηματισμοί έχουν υποστεί την επίδραση επανειλημμένων τεκτονικών γεγονότων τα οποία είχαν ως αποτέλεσμα τόσο την πτύχωση και διάρρηξη των σχηματισμών όσο και τις ευρύτερες μετακινήσεις ζωνών.

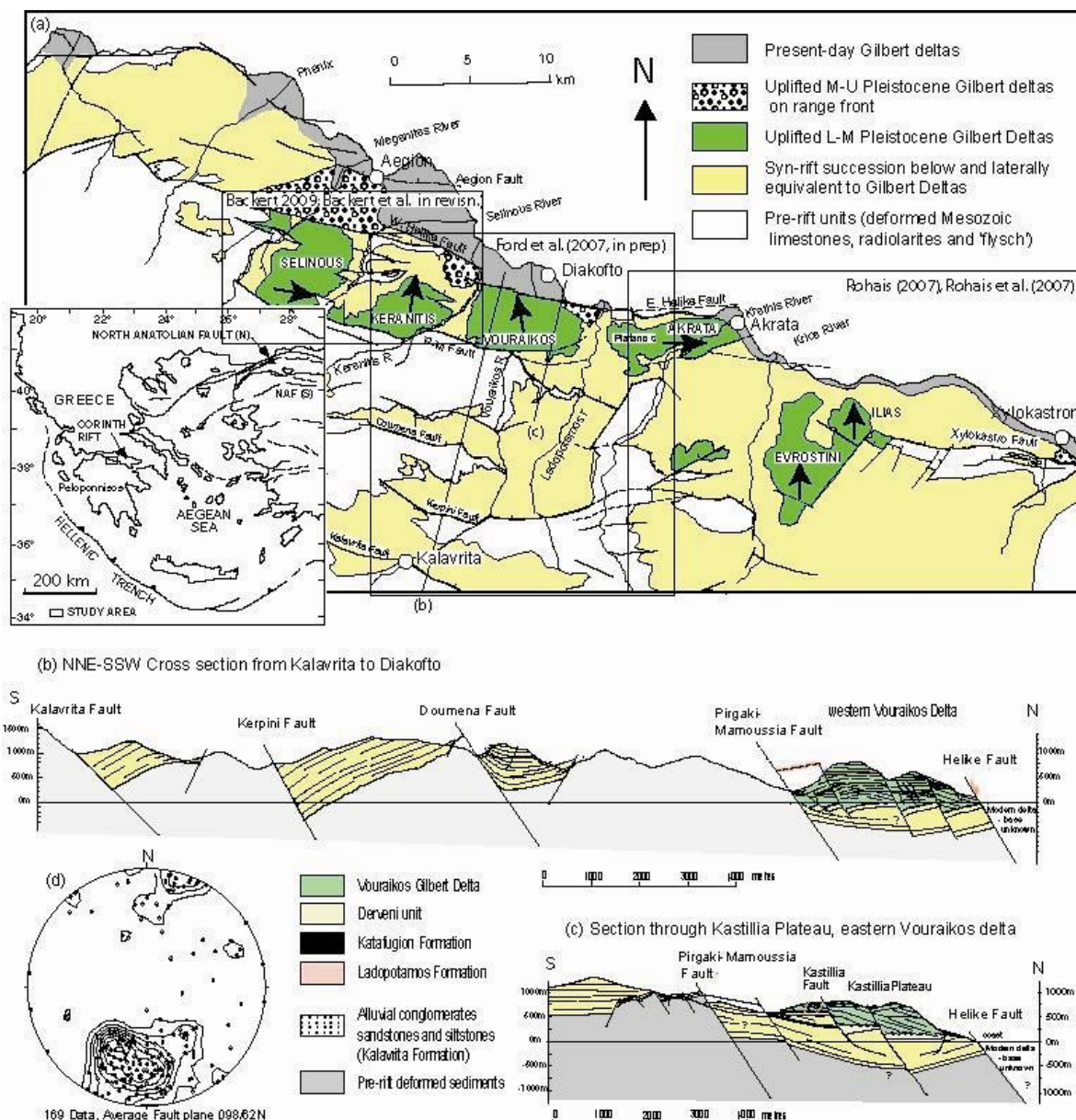


Εικόνα 1.4: Οι γεωτεκτονικές ενότητες της Ελλάδος (Μουντράκης, 2010).

❖ Μεταλικοί Σχηματισμοί

Μετά το τέλος της αλπικής ορογένεσης, κατά το Μειόκαινο (~10Ma) ξεκινάει η απόθεση μεταλπικών ιζημάτων στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής Ελλάδας. Πρόκειται για νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις οι οποίες αποτίθενται ασύμφωνα πάνω στο αλπικό υπόβαθρο και καταλαμβάνουν κυρίως το νότιο (βόρεια ακτή Πελοποννήσου) και το ανατολικό τμήμα (Περαχώρα – Βοιωτία) του Κορινθιακού Κόλπου (Εικόνα 1.5). Τα ιζήματα αυτά αποτελούνται από θαλάσσιες, ποταμολιμναίες, ποταμοχερσαίες και δελταϊκές αποθέσεις κατά μήκος τεκτονικών βυθισμάτων και ενός συστήματος αλληλο-

καλυπτόμενων δελταικών ριπιδίων (Ori 1989, Collier and Dart 1991). Το αποθετικό αυτό περιβάλλον ελεγχόταν από την τεκτονική δραστηριότητα συστοιχιών παράλληλων ρηγματίων στο νότιο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου (Ori 1989; Doutsos and Piper 1990; Πουλημένος 1991; Sorel 2000; Leeder et al. 2002). Η έναρξη απόθεσης των ιζημάτων αυτών δεν είναι καλά προσδιορισμένη και εκτιμάται στα 3.6 Ma (Kontopoulos and Doutsos 1985; Frydas 1989; Leeder et al. 2008). Το συνολικό πάχος της ακολουθίας των ιζημάτων του Κορινθιακού Κόλπου ξεπερνάει τα 2 km (King et al. 1988, Doutsos and Piper 1990; Bell et al. 2009).



Εικόνα 1.5: Διάρθρωση των δελταϊκών αποθέσεων τύπου Gilbert στη νότια περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου. Με διαφορετικό χρώμα απεικονίζονται τα διαφορετικά αποθετικά επεισόδια (Πλειόκαινο, Κ-Μ. Πλειστόκαινο, Μ-Α. Πλειστόκαινο, Α. Πλειστόκαινο-Ολόκαινο), με αυξανόμενη ηλικία προς το εσωτερικό της Πελοποννήσου (Ford et al., 2007).

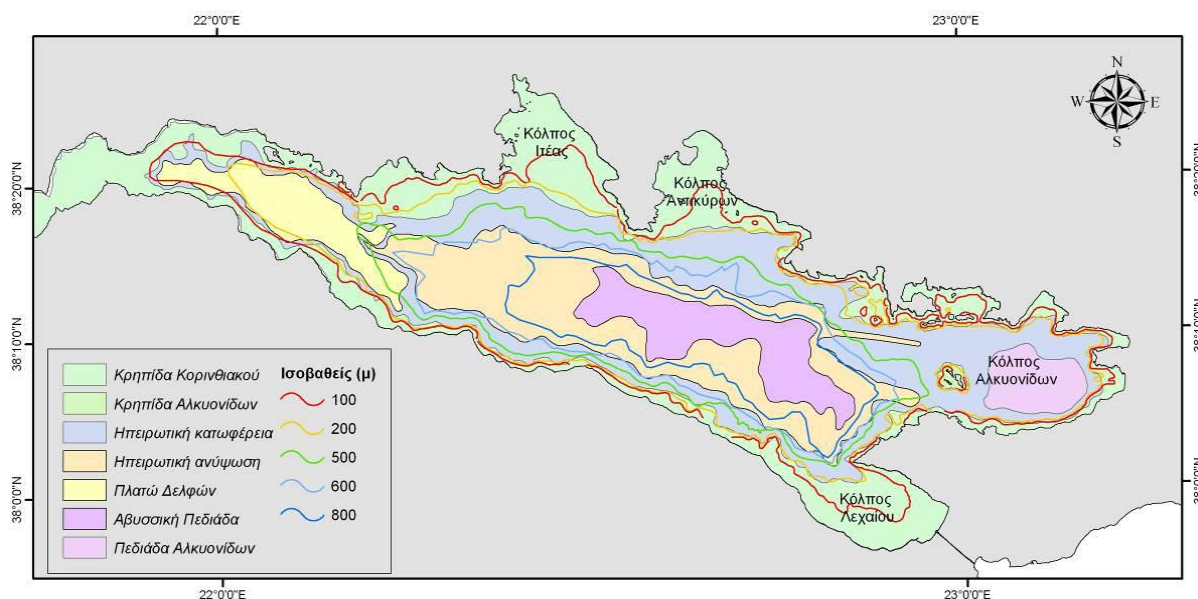
1.5 ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Στο κεντρικό και κύριο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου διακρίνονται τρεις χαρακτηριστικές φυσιογραφικές ενότητες: της κρηπίδας, της κατωφέρειας και της αβυσσικής πεδιάδας (Εικόνα 1.6).

Η κρηπίδα κατά μήκος του νότιου και κεντρικού περιθωρίου του κόλπου είναι ιδιαίτερα περιορισμένη, με εύρος που κυμαίνεται μεταξύ 50 και 250 m. Αντίθετα, στο βόρειο περιθώριο αναπτύσσεται καλύτερα στους κόλπους Αντικύρων, Ιτέας και Τολοφών-Ερατεινής. Η κρηπίδα του βορείου περιθωρίου εκτείνεται μέχρι το βάθος των 200 - 250 m, έχει ήπια κλίση ($0,9^\circ$ έως $2,3^\circ$) και το μέγιστό της εύρος φτάνει τα 18 περίπου χιλιόμετρα στον κόλπο της Ιτέας.

Η κατωφέρεια του νότιου περιθωρίου παρουσιάζει μεγάλη κλίση (μεταξύ 16° και 30°), σε αντίθεση με την κατωφέρεια του βόρειου περιθωρίου η οποία εμφανίζει πιο ήπια κλίση (μεταξύ $4,5^\circ$ και 15°). Το γεγονός αυτό προσδίδει στον Κορινθιακό κόλπο μια σαφή βυθομετρική ασυμμετρία (Brooks and Ferentinis, 1984). Μεγάλος αριθμός από υποθαλάσσιες χαραδρώσεις και κανάλια διατέμνουν την κρηπίδα και την κατωφέρεια περιφερειακά του κόλπου καταλήγοντας στη λεκάνη. Το στόμιο απόληξης των υποθαλάσσιων χαραδρώσεων και καναλιών εντοπίζεται σε βάθος 700 με 750 m, κάτω από τη μέση στάθμη της θάλασσας και φαίνεται να τροφοδοτεί με ιζηματογενές υλικό υποθαλάσσια ριπίδια που αναπτύσσονται στην αβυσσική πεδιάδα. Στο νότιο και κεντρικό περιθώριο του κόλπου, οι κύριες χαραδρώσεις φαίνονται να συσχετίζονται με τις εκβολές μεγάλων ποταμών (Heezen et al., 1966; Brooks and Ferentinis, 1984). Σε πολλές περιπτώσεις, κατά μήκος της πλαγιάς εντοπίζονται γραμμικής γεωμετρίας και ιδιαίτερα απότομης κλίσης υποθαλάσσια πρηνή, τα οποία επιβεβαιώνουν την παρουσία ρηγμάτων στα περιθώρια της λεκάνης.

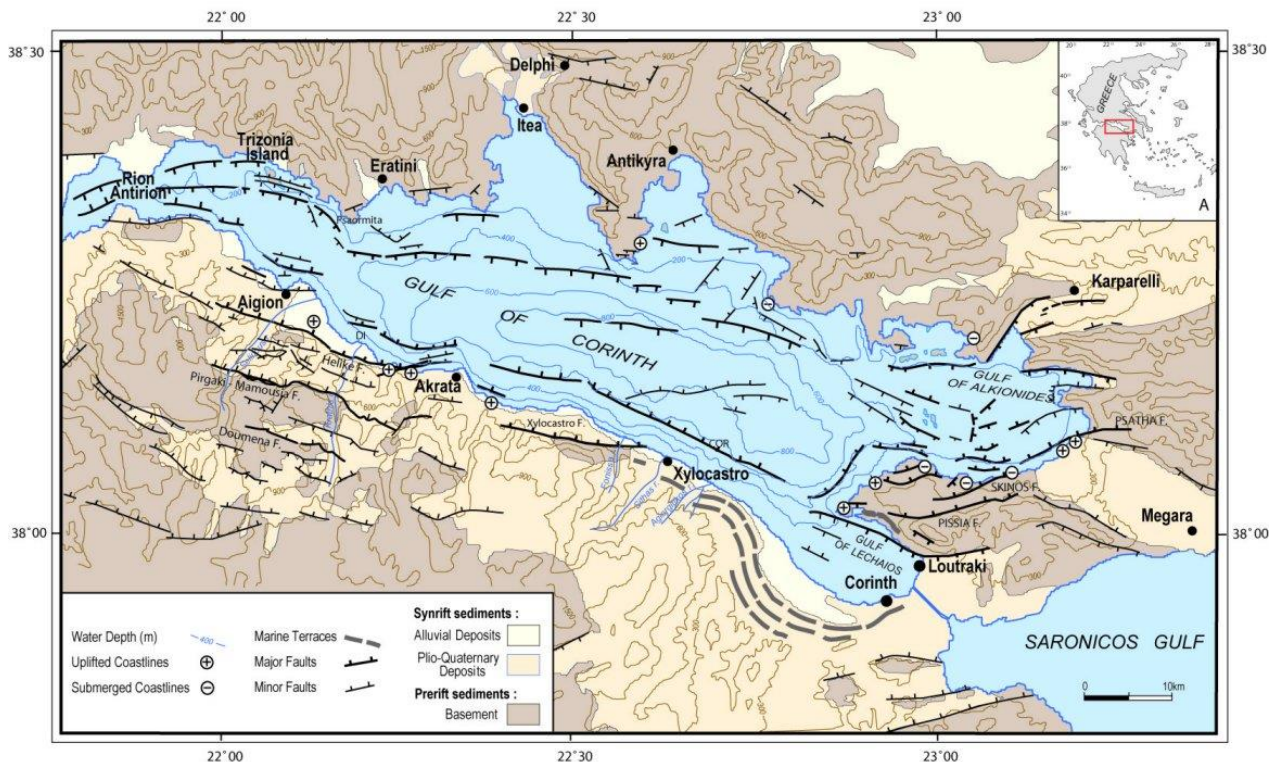
Η αβυσσική πεδιάδα καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα του κόλπου, έχει μήκος 57 km και εύρος 9 km με 10 km. Εκτείνεται κάτω από τα 750 m βάθος, έως το μέγιστο βάθος των 920 m στο κέντρο του κόλπου και καλύπτει μια συνολική επιφάνεια 461 km^2 . Τόσο το δυτικό όσο και το ανατολικό άκρο του Κορινθιακού κόλπου χαρακτηρίζονται από πολύ μικρότερα βάθη που δεν ξεπερνούν τα 400 m και αποτελούν και όρια της αβυσσικής πεδιάδας του κεντρικού Κορινθιακού. Προς τα δυτικά ο Κορινθιακός κόλπος στενεύει και ρηχαίνει προοδευτικά γεγονός που προσδίδει στον πυθμένα μια γενική κλίση προς τα ανατολικά. Στα ανατολικά ο κόλπος των Αλκυονίδων, εμφανίζει την εικόνα μιας μικρής λεκάνης με σχηματισμένη υφαλοκρηπίδα, κατωφέρεια και κεντρική λεκάνη (basin plain). Όπως ο κεντρικός Κορινθιακός κόλπος, έτσι και ο κόλπος των Αλκυονίδων εμφανίζει μια ελαφρά φυσιογραφική ασυμμετρία προς τα νότια. Η κρηπίδα στο βόρειο περιθώριο του κόλπου είναι περισσότερο εκτενής ενώ η κατωφέρεια στα νότια έχει μεγαλύτερη κλίση.



Εικόνα 1.6: Φυσιογραφικός χάρτης Κορινθιακού Κόλπου (<http://korinthiakos.info>: τροποποιημένο από Heezen et al, 1966).

1.6 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μια ασύμμετρη τεκτονική τάφρο η οποία αναπτύσσεται εγκάρσια στο Ελληνικό τόξο σε διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ. Η δυτική του απόληξη εντοπίζεται στο όριο της Ελληνικής τάφρου, ενώ η ανατολική εκτείνεται μέχρι το σύγχρονο ηφαιστειακό τόξο (Καβύρης, 2003). Η τεκτονική τάφρος οφείλει τον σχηματισμό της στο ραγδαίο εφελκυσμό που ενεργεί στην περιοχή (Collier et al., 1992; Armijo et al., 1996). Οι εφελκυστικές αυτές τάσεις εκφράζονται μέσω σημαντικών κανονικών ενεργών ρηγμάτων, κυρίως στο νότιο περιθώριο του κόλπου, τα οποία εμφανίζουν κλιμακωτή διάταξη (en échelon) σε διεύθυνση Α-Δ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ (Εικόνα 1.7) και λιστρικό χαρακτήρα (Μίχας, 2009). Τα κύρια ρήγματα και το μεγαλύτερο πάχος ιζημάτων εντοπίζονται στο νότιο τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου (Brooks and Ferentinos, 1984; Higgs, 1988; Doutsos and Piper, 1990). Η ηλικία των ρηγμάτων αυτών μειώνεται, επίσης, κλιμακωτά, προς τα βόρεια ενώ η διάταξη και τα χαρακτηριστικά τους φαίνεται να επηρεάζονται από τη δομή του αλπικού υποβάθρου (Ghizzetti and Vezzani 2004, 2005).



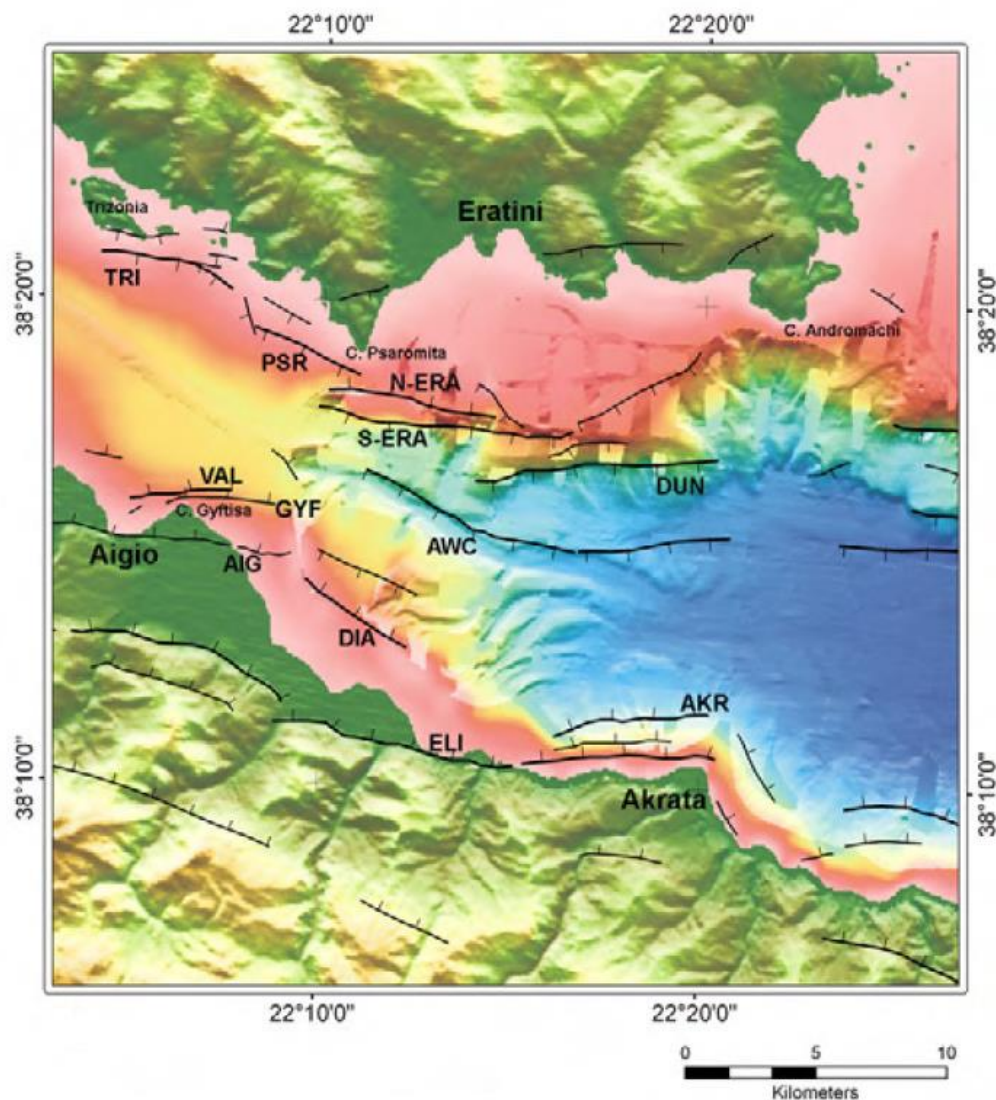
Εικόνα 1.7: Δομικός χάρτης της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου (Morreti et al., 2003).

❖ Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος

Το δυτικό τμήμα της τεκτονικής τάφρου του Κορινθιακού Κόλπου χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενεργών ρηγμάτων με πρόσφατη δράση. Τα ρήγματα αυτά, στην πλειοψηφία τους, έχουν διεύθυνση Α-Δ και κλιμακωτή διάταξη. Τα βασικότερα αναλύονται παρακάτω (Εικόνα 1.8):

- ο Ρήγμα Ψαθόπυργου: Βρίσκεται στο νότιο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου, στις ΒΔ ακτές της Βόρειας Πελοποννήσου, έχει μήκος (15 ± 2) km και το πλάτος του έχει υπολογιστεί από μικροσεισμικές μελέτες στα (9 ± 2) km (Bernard et al., 2006). Δεν υπάρχει κάποιο σεισμικό γεγονός, εκτός ίσως από εκείνο του 1917 που προκάλεσε ζημιές στην περιοχή της Ναυπάκτου, το οποίο να οφείλεται ή να συνδέεται με το συγκεκριμένο ρήγμα.
- ο Ρήγμα Καμαρών: Πρόκειται για ένα κανονικό ρήγμα το οποίο εμφανίζει κλιμακωτή διάταξη ως προς το ρήγμα του Ψαθόπυργου, δυτικά, και το ρήγμα του Αιγίου, ανατολικά, και έχει μήκος (9 ± 2) km και πλάτος (7 ± 1) km (Μίχας, 2009). Το ρήγμα των Καμαρών εμφανίζει έντονη μικροσεισμική δραστηριότητα σε βάθη 6-8 km.
- ο Ρήγμα Αιγίου: Έχει μήκος 12 km (Κουκουvelas, 1998) και πλάτος (10 ± 2) km (Bernard et al., 2006). Το ρήγμα του Αιγίου διαχωρίζεται σε τρία μορφοτεκτονικά τμήματα, τα οποία είναι, από Ανατολή προς Δύση, το ρήγμα Σταφιδάλωνα, το ρήγμα του Αιγίου και το ρήγμα του Αγίου Κωνσταντίνου (Κουκουvelas, 1998). Οι

- σεισμοί του 1748 ή και του 1817 μπορεί να συνδέονται με το ρήγμα του Αιγίου, ενώ στον σεισμό του Αιγίου το 1995 εντοπίστηκαν διαρρήξεις κοντά στο ίχνος του ρήγματος, στο κεντρικό και δυτικό τμήμα του (Koukouvelas, 1998).
- ο Ρήγμα Ελίκης (ELI): Πρόκειται για ένα ρήγμα, το οποίο σύμφωνα με την επιφανειακή του εμφάνιση έχει μήκος περίπου 25 km, πιθανότατα όμως συνεχίζεται υποθαλάσσια προς τα ανατολικά (Stewart and Vita Finzi, 1996). Είναι μια ρηξιγενής ζώνη η οποία αποτελείται από μικρότερα κανονικά ρήγματα. Τα δύο κυριότερα ρήγματα αυτής της ρηξιγενούς ζώνης είναι το ανατολικό, το οποίο ενεργοποιήθηκε στον σεισμό του 1861 με επιφανειακή διάρρηξη 1 m (Schmidt, 1879), και το δυτικό το οποίο με βάση τα σημερινά δεδομένα της μικροσεισμικότητας, εμφανίζεται ανενεργό (Flotte, 2003; Bernard et al., 2006).
 - ο Ρηξιγενής ζώνη Μαμουσσιάς-Πυργακίου: Αποτελεί μια κύρια μορφοτεκτονική δομή στην περιοχή με μήκος περίπου 30 km και η κύρια δράση της τοποθετείται στο Πλειόκαινο-Πλειστόκαινο (Ghisetti et al., 2001). Σήμερα η ρηξιγενής ζώνη είναι σχεδόν ανενεργή (Bernard et al., 2006).
 - ο Ρήγμα Δελφών: Βρίσκεται στο βόρειο περιθώριο της λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου με διεύθυνση Α-Δ (Μίχας, 2009) και είναι ακόμα ενεργό. Τα τελευταία 3000 χρόνια έχει καταγραφεί δραστηριότητα του ρήγματος των Δελφών από επαναλαμβανόμενες καταστροφές στο ιερό των Δελφών και στους περιβάλλοντες ναούς από σεισμούς που είναι γνωστοί από Αρχαιολογικά δεδομένα και αρχεία παλαιότερων ετών (Piccardi, 2000).
 - ο Ρήγματα Βαλιμίτικων (VAL), Διακοπτού (DIA), Ακράτας (AKR) και Αιγείρας: Σύμφωνα με τους Stefatos et al. (2002), πρόκειται για 4 ρήγματα τα οποία βρίσκονται στον ΝΔ υποθαλάσσιο χώρο και εμφανίζουν διευθύνσεις από ΔΝΔ-ΑΒΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ (Εικόνα 1.8). Το ρήγμα Βαλιμίτικα, με μήκος 3,9 km, οριοθετεί την έκταση της θαλάσσιας λεκάνης και διαμορφώνει την απότομη κατωφέρεια του νότιου περιθωρίου (Στεφάτος, 2005). Το ρήγμα Διακοπτού, με μήκος 4,7 km, βρίσκεται ανατολικότερα και έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Στεφάτος, 2005). Το σημαντικότερο από τα παραπάνω ρήγματα είναι το ρήγμα της Ακράτας το οποίο εμφανίζει συνολική κατακόρυφη μετατόπιση >440 m (Stefatos et al., 2002).
 - ο Ρήγματα Τριζονίων (TRI), Ψαρομύτας (PSA) και Ερατεινής (ERA): Πρόκειται για τρία κύρια ρήγματα, από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά, τα οποία εμφανίζουν κλιμακωτή διάταξη (en echelon) προς τα ανατολικά (Μίχας, 2009). Τα ρήγματα Τριζονίων και Ψαρομύτας βρίσκονται πολύ κοντά στην ακτή με αποτέλεσμα να περιορίζουν σημαντικά την έκταση της κρηπίδας (Στεφάτος, 2005).



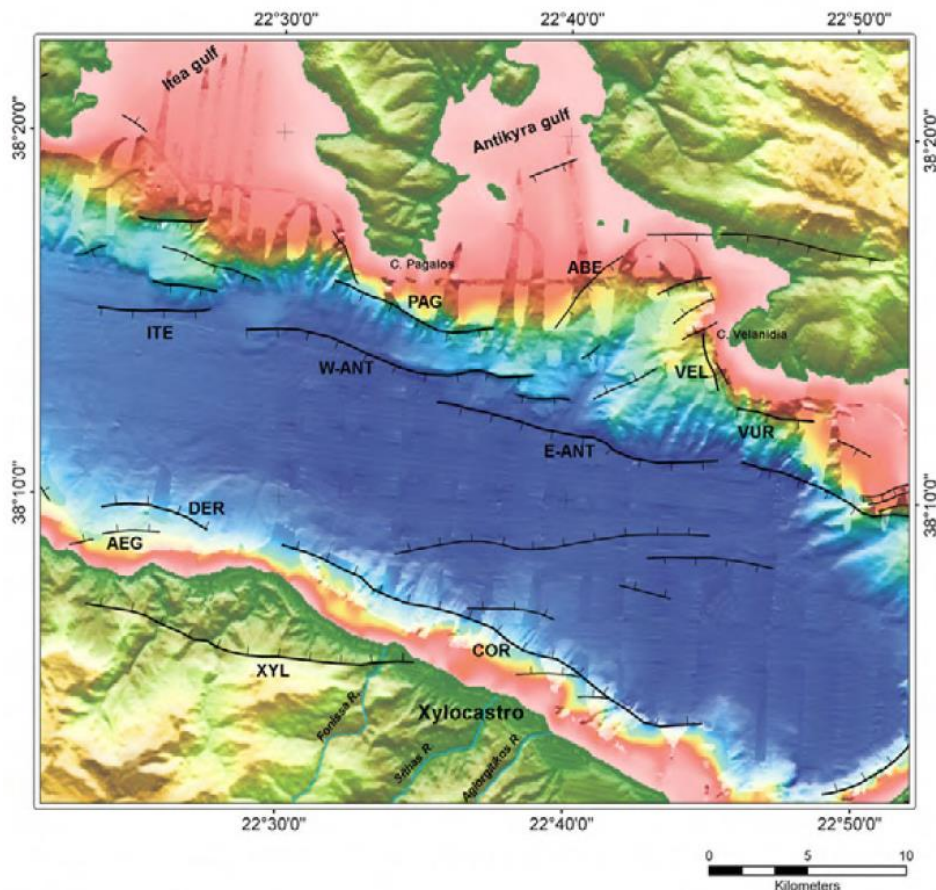
Εικόνα 1.8: Χάρτης υποθαλάσσιων ρηγμάτων δυτικού Κορινθιακού κόλπου (Στεφάτος, 2005).

❖ Κεντρικός Κορινθιακός Κόλπος

Στον Κεντρικό Κορινθιακό κόλπο συναντάμε κανονικά ρήγματα μεγάλου μήκους τα οποία οριοθετούν τόσο το βόρειο όσο και το νότιο περιθώριο του κόλπου. Τα βασικότερα αναλύονται παρακάτω (Εικόνα 1.9):

- ο Ρήγμα Ξυλοκάστρου (XYL): Βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του νότιου περιθωρίου, μεταξύ Δερβενίου και Ξυλοκάστρου, και έχει μήκος περίπου 15 km. Η συγκεκριμένη ζώνη, σύμφωνα με τους Armijo et al. (1996), εμφανίζει μεγαλύτερο μήκος καθώς προεκτείνεται υποθαλάσσια έως τη χερσόνησο της Περαχώρας στα ανατολικά. Το ρήγμα του Ξυλοκάστρου είναι ένα από τα σημαντικότερα του Κορινθιακού Κόλπου, αφ' ενός διότι αποκαλύπτει το υπόβαθρο (κάλυμμα της Πίνδου) πάνω στο οποίο έχουν αποτεθεί τα πλειο-τεταρτογενή ιζήματα, τα οποία παρουσιάζουν το μεγαλύτερο πάχος που απαντάται στον κόλπο (Brooks and

- Ferentinos, 1984) και, αφ' ετέρου, διότι η σεισμική δραστηριότητα είναι σημαντική.
- ο Ρηξιγενής Ζώνη Κορίνθου (COR): Πρόκειται για τη μεγαλύτερη ρηξιγενή ζώνη του νοτίου περιθωρίου η οποία εκτείνεται παράλληλα με την ακτογραμμή σε διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και έχει μήκος περίπου 26 km (Μίχας, 2009). Το ρήγμα της Κορίνθου παρουσιάζει χαρακτηριστική διακύμανση στη διεύθυνσή του, η οποία φαίνεται να επαναλαμβάνεται σε όλο το μήκος του. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με το σημαντικό μήκος τους, πιθανώς υποδεικνύει πως πρόκειται για περισσότερα από ένα κλιμακωτά διευθετημένα ρήγματα (Στεφάτος, 2005).
 - ο Δυτικό (W-ANT) και ανατολικό (E-ANT) ρήγμα Αντικύρας: Τα δυο αυτά ρήματα οριοθετούν τη βάση της λεκάνης προς τα βόρεια (Μίχας, 2009). Έχουν γενική διεύθυνση Α-Δ και κλίνουν προς νότο (Στεφάτος, 2005). Πρόκειται για δυο συνιζηματογενή ρήματα τα οποία έχουν μήκος 15,1 km και 14,8 km, αντίστοιχα (Στεφάτος, 2005).

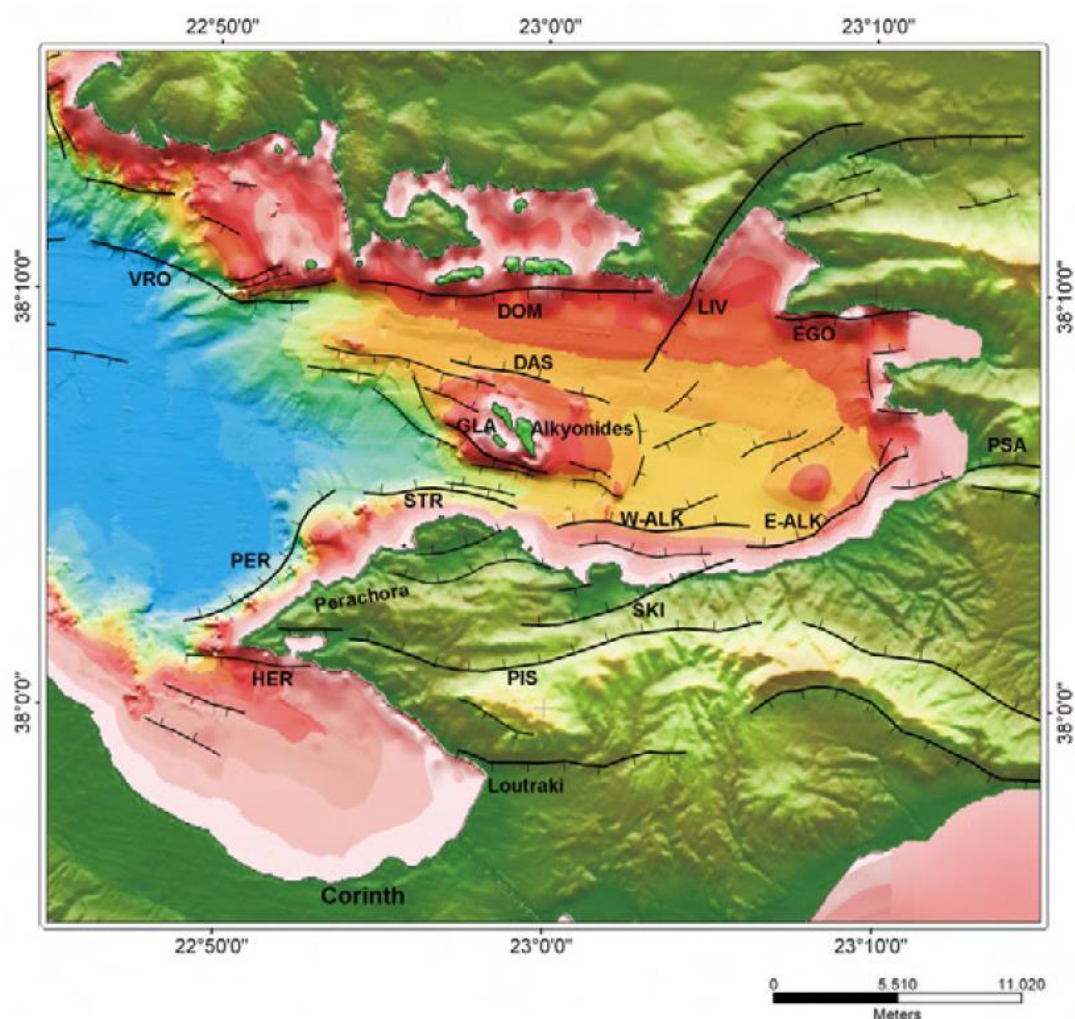


Εικόνα 1.9: Χάρτης υποθαλάσσιων ρηγμάτων κεντρικού Κορινθιακού κόλπου (Στεφάτος, 2005).

❖ Ανατολικός Κορινθιακός Κόλπος

Το ανατολικό τμήμα της τεκτονικής τάφρου του Κορινθιακού Κόλπου χαρακτηρίζεται από πολύπλοκη τεκτονική δομή με πλήθος ενεργών ρηγμάτων που σχηματίζουν μια σειρά ρηξιγενών υβωμάτων και βυθισμάτων που εναλλάσσονται μεταξύ τους. Αποτελείται από τον κόλπο των Αλκυονίδων και τον όρμο της Κορίνθου (Στεφάτος, 2005). Τα βασικότερα αναλύονται παρακάτω (Εικόνα 1.10):

- Ρήγμα Περαχώρας (PER): Βρίσκεται στον υποθαλάσσιο χώρο ΒΔ της Περαχώρας και έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (Paratheodorou and Ferentinos, 1993; Stefatos et al., 2002). Η λεκάνη στην είσοδο του κόλπου των Αλκυονίδων οριοθετείται στα νότια από το ρήγμα της Περαχώρας το οποίο έχει μήκος περίπου 9,4 km (Στεφάτος, 2005).
- Ρήγμα Καπαρελίου: Βρίσκεται στο βορειοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου. Η εδαφική διάρρηξη είναι ασυνεχής, συνολικού μήκους 10 km, και αποτελείται από δυο διατεταγμένους κλάδους διεύθυνσης περίπου Α-Δ, με κλίση προς νότο (Jackson et al., 1982; Καβύρης, 2003). Το ρήγμα του Καπαρελίου το οποίο ενεργοποιήθηκε από τον σεισμό της 4^{ης} Μαρτίου 1981 (Jackson et al., 1982) διαπιστώθηκε ότι συνεχίζεται υποθαλάσσια προς τα ΝΔ και τερματίζεται στα υβώματα των Αλκυονίδων (Perissoratis et al., 1986). Η ανατολική προέκταση του ρήγματος αυτού συνδέεται με το ρήγμα της Πάρνηθας που ενεργοποιήθηκε στις 7 Σεπτεμβρίου 1999, προκαλώντας τον καταστροφικό σεισμό της Αθήνας με μέγεθος σεισμικής ροπής $M_w=6.0$ (Delibasis et al., 2000).
- Ρήγμα Στραβών (STR), Ρήγματα δυτικών (W-ALK) και ανατολικών (E-ALK) Αλκυονίδων: Τα τρία αυτά ρήγματα οριοθετούν το νότιο περιθώριο του κόλπου των Αλκυονίδων και έχουν μήκος 7 km, 6,6 km και 7,8 km, αντίστοιχα. Το ρήγμα των Στραβών και το ρήγμα των δυτικών Αλκυονίδων έχουν διεύθυνση Α-Δ, ενώ το ρήγμα των ανατολικών Αλκυονίδων στρέφεται προοδευτικά σε διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ παράλληλα προς την παρακείμενη ακτογραμμή (Στεφάτος, 2005).
- Ρηξιγενής ζώνη Λουτρακίου-Αγ. Κυριακής: Αποτελεί κύρια δομή με μήκος 15 km και οριοθετεί τους αλπικούς σχηματισμούς των Γερανείων στα βόρεια. Η δομή συνεχίζεται υποθαλάσσια προς τα δυτικά έως το ακρωτήριο του Ηραίου (Roberts and Jackson, 1991).
- Ρήγματα Αιγόςθυνα (EGO) και Δομβραίνα (DOM): Βρίσκονται κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου του κόλπου των Αλκυονίδων ορίζοντας το βόρειο όριο της λεκάνης (Στεφάτος, 2005). Τα ρήγματα αναπτύσσονται παράλληλα στην ακτογραμμή, σε διεύθυνση Α-Δ, και βρίσκονται σε μικρή απόσταση από αυτήν.
- Ρήγματα Δασκαλιό (DAS) και Γλαρονήσι (GLA): Τα δύο αυτά ρήγματα βρίσκονται στο κέντρο της λεκάνης και δημιουργούν τεκτονικά κέρατα, τις Αλκυονίδες νήσους. Το ρήγμα Δασκαλιό βρίσκεται βόρεια με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ενώ το ρήγμα Γλαρονήσι βρίσκεται νότια με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

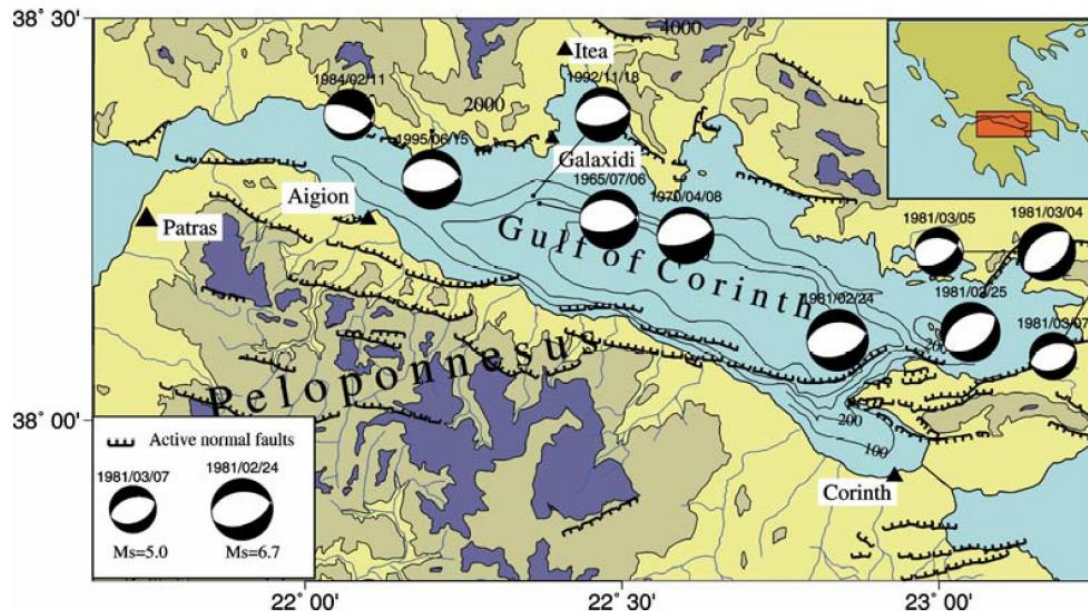


Εικόνα 1.10: Χάρτης υποθαλάσσιων ρηγμάτων ανατολικού Κορινθιακού κόλπου (Στεφάτος, 2005).

1.7 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Η ιστορική και η σύγχρονη, ενόργανα καταγεγραμμένη, σεισμικότητα επιβεβαιώνουν ότι η τάφρος του Κορινθιακού κόλπου αποτελεί μια από τις περισσότερο ενεργές περιοχές στο κόσμο (Ambraseys and Jackson, 1990, 1997; Papazachos and Papazachou, 1989, 1997; Papadopoulos, 2000). Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι τα τελευταία 110 χρόνια, δέκα ισχυροί σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από $M_s=6.2$ και μικρό εστιακό βάθος (<15 km) (Εικόνα 1.11) έχουν καταγραφεί στον Κορινθιακό κόλπο, με πλέον πρόσφατο καταστροφικό σεισμό, τον Ιούνιο του 1995 στο Αίγιο με μέγεθος $M_s=6.2$ (Tselentis et al., 1996; Bernard et al., 1997). Η επίλυση των εστιακών μηχανισμών γένεσης των ισχυρών σεισμών και μικροσεισμών στην ευρύτερη περιοχή, υποδεικνύει εφελκυσμό της τάφρου σε διεύθυνση Β - Ν έως και ΒΒΑ – ΝΝΔ (Papazachos 1976; McKenzie 1978; Jackson 1987; Taymaz et al., 1991; Hatzfeld et al., 1996; Baker et al., 1997; Hatzfeld et al., 2000; Kiratzi

and Louvari, 2003). Μικροσεισμικά δεδομένα και μηχανισμοί γένεσης σεισμών, υποδεικνύουν την σημαντική κίνηση οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip) στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού και στα βορειοανατολικά προς το βύθισμα του βόρειου Ευβοικού Κόλπου (Hatzfeld et al., 1999 and 2000; Kiratzi 2002).



Εικόνα 1.11: Σεισμοτεκτονικός χάρτης του Κορινθιακού κόλπου (Hatzfeld et al., 1996; Baker et al., 1997; Bernard et al., 1997).

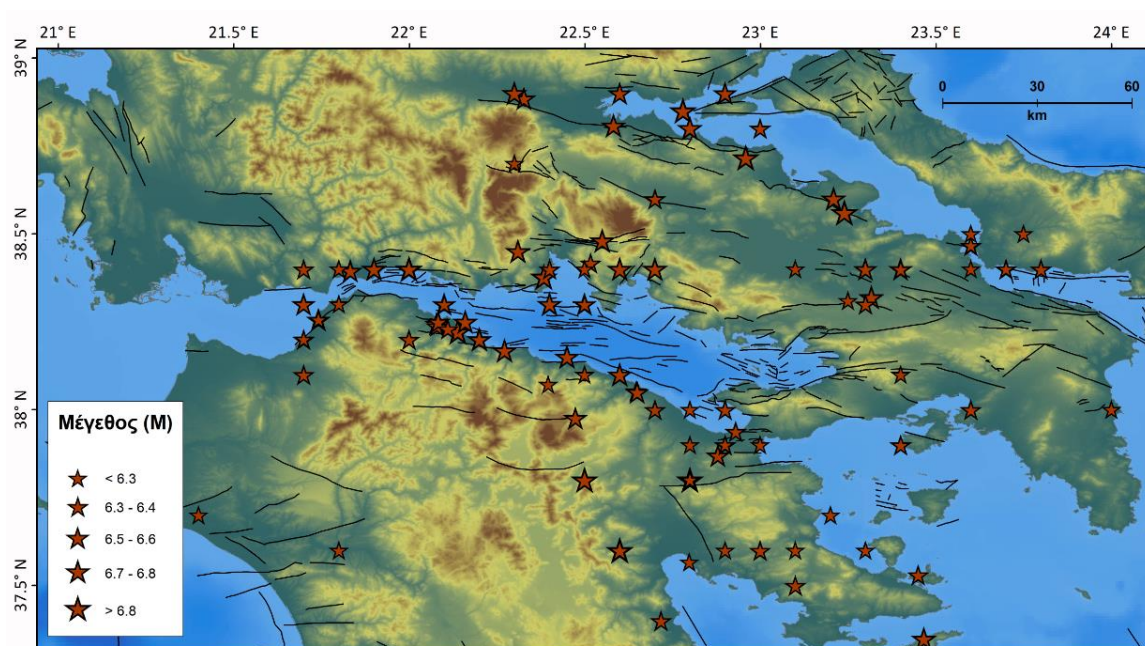
Στο χώρο του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου πολλοί καταστρεπτικοί σεισμοί είναι γνωστοί από την αρχαιότητα, εξαιτίας της οικονομικής και γεωγραφικής σημασίας της πόλεως της Κορίνθου. Το 1981 τρία ισχυρά σεισμικά γεγονότα συνέβησαν στις 24/2, 25/2 και 4/3, μεγέθους $M_s = 6.7$, 6.4 και 6.2 αντίστοιχα (Ambraseys & Jackson, 1990) και συνδέονται με επιφανειακές διαρρήξεις (Jackson et al., 1982; Hubert et al., 1996).

Στο χώρο του δυτικού Κορινθιακού κόλπου, αν και το ισχυρό σεισμικό γεγονός του 1861 μεγέθους $M_s \sim 7$ συνδέεται με διάρρηξη του ρήγματος της Ελίκης (Mouyaris et al., 1992; Pantosti et al., 2004), τα πιο πρόσφατα σεισμικά γεγονότα (Ερατεινή, $M_s = 6.2$, 1965; Αντίκυρα, $M_s = 6.2$, 1970; Γαλαξίδι, $M_s = 5.9$, 1992; Αίγιο, $M_s = 6.2$, 1995) δεν φαίνεται να συνδέονται με επιφανειακές ρηξιγενείς ζώνες αλλά μάλλον με υποθαλάσσιες ρηξιγενείς επιφάνειες που κλίνουν προς βορά με μικρές σχετικά γωνίες (Baker et al., 1997).

Η πλειοψηφία των σεισμικών γεγονότων σχετίζεται με μια μικρού βάθους, με κλίση προς το βορρά, σεισμική ζώνη. Η εντονότερη συγκέντρωση σεισμικών επικέντρων τοποθετείται σε βάθος μεταξύ 6 – 12 km με πιο σύνηθες το βάθος των 10 km. Τα σεισμικά γεγονότα εμφανίζουν μεγαλύτερη συγκέντρωση στις περιοχές μεταξύ Αιγίου και Ακράτας και μεταξύ Κορίνθου και Αλκυονίδων. Αυτή η συγκέντρωση συμπίπτει

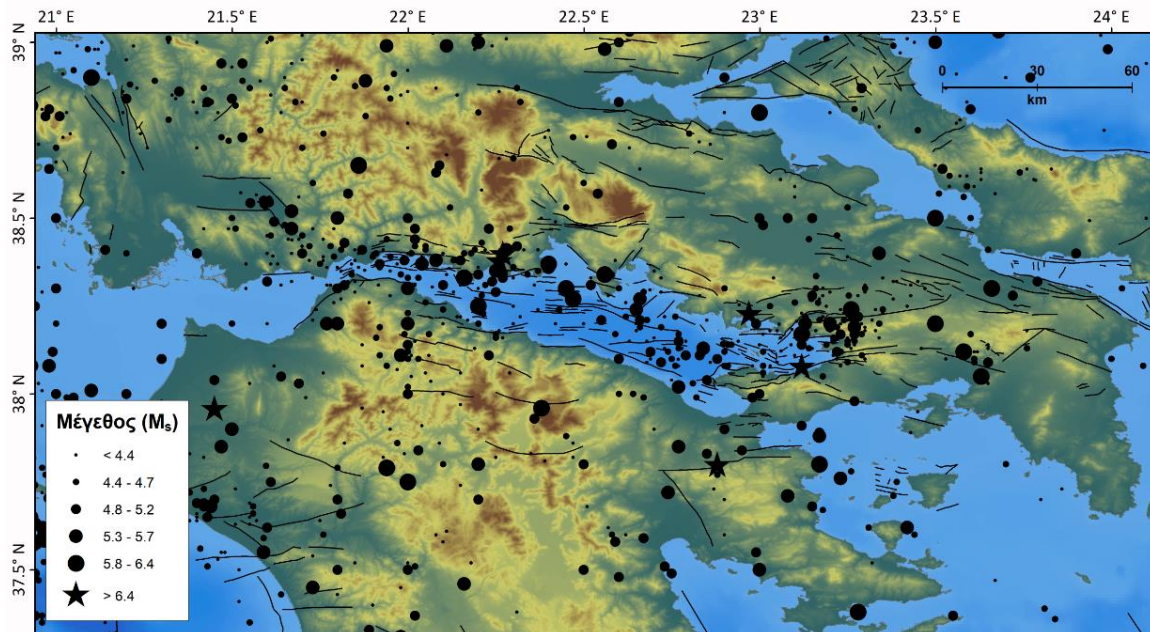
χωρικά με το δυτικό (περιοχή Αιγίου – Ακράτας) και ανατολικό περιθώριο (Κόλπος Αλκυονίδων) της τάφρου της Κορίνθου (Koukouvelas and Doutsos 1996).

Στην Εικόνα 1.12 παρουσιάζονται οι ιστορικοί σεισμοί που έλαβαν χώρα στην περιοχή μελέτης από την αρχαιότητα έως το 1899. Έχουν εντοπισθεί αρκετοί σεισμοί στη Στερεά Ελλάδα, στην περιοχή της Επιδαύρου και στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο. Η μεγαλύτερη συγκέντρωση σεισμών παρατηρείται στις νότιες ακτές του Κορινθιακού κόλπου από την Πάτρα μέχρι την Κόρινθο. Ακόμα παρατηρείται γραμμική συγκέντρωση σεισμών στη ΒΑ Στερεά Ελλάδα από τα Καμένα Βούρλα μέχρι τη Χαλκίδα. Τέλος, μεγάλη συγκέντρωση σεισμών παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή Δελφών-Ιτέας-Γαλαξιδίου.



Εικόνα 1.12: Χάρτης ιστορικής σεισμικότητας (έως το 1899) της ευρύτερης περιοχής μελέτης. Οι ιστορικοί σεισμοί από Παπαζάχος & Παπαζάχου (2003) και Stucchi et al. (2013). Τα μαύρα ευθύγραμμα τμήματα απεικονίζουν ενεργά ρήγματα κατά Ganas et al. (2013).

Στην Εικόνα 1.13 παρουσιάζεται η ενόργανη σεισμικότητα από το 1900 μέχρι το 2009. Η μεγαλύτερη συγκέντρωση σεισμών παρατηρείται κυρίως στα δυο άκρα του κόλπου, δυτικό και ανατολικό. Η μεγάλη συγκέντρωση επικέντρων στο ανατολικό άκρο οφείλεται κυρίως στη σεισμική ακολουθία Φεβρουαρίου-Μαρτίου 1981, ενώ στο δυτικό οφείλεται κυρίως στη σεισμική ακολουθία του Αιγίου (1995) (Καβύρης, 2003). Ακόμη, σημαντική σεισμικότητα εντοπίζεται και εντός του Κορινθιακού κόλπου. Τέλος, παρατηρούμε αρκετούς σεισμούς σε όλη την Πελοπόννησο καθώς και στην Στερεά Ελλάδα.



Εικόνα 1.13: Σεισμοτεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης. Παρουσιάζεται η σεισμικότητα της περιόδου περιορίζεται μεταξύ 1900 και 2009 (Makropoulos et al., 2012). Τα μαύρα ευθύγραμμα τμήματα απεικονίζουν ενεργά ρήγματα κατά Ganas et al. (2013).

1.7.1 ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου χαρακτηρίζεται από συχνούς και ισχυρούς σεισμούς (Καβύρης, 2003). Στη συνέχεια παρατίθενται μεγάλοι σεισμοί που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο καθώς και τα μακροσεισμικά τους αποτελέσματα όπως αναφέρονται σε σεισμολογικούς καταλόγους (Galanopoulos, 1960; Karnik, 1969, 1971; Shebalin, 1974; Makropoulos and Burton, 1981; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989; Papazachos and Papazachou, 1997; BEECD, 1998). Οι βασικές παράμετροι που δίνονται, πριν την περιγραφή των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων, είναι : η ημερομηνία, ο χρόνος γένεσης του σεισμού, οι γεωγραφικές συντεταγμένες, το μέγεθος και η τοποθεσία στην οποία παρατηρήθηκε η μέγιστη ένταση καθώς και η τιμή της έντασης αυτής.

ο 420 π.Χ., Καλοκαίρι, 38.0° B, 22.8° A, M<6.0, Κόρινθος

Σύμφωνα με τον Θουκυδίδη, μετά τους Ολυμπιακούς Αγώνες οι Αργείοι και οι σύμμαχοί τους έφθασαν στην Κόρινθο για να ζητήσουν από τους κατοίκους της να συμμαχήσουν. Έγιναν πολλές προτάσεις, που όμως δεν είχαν κανένα αποτέλεσμα, αφού έγινε σεισμός και όλοι επέστρεψαν στις πατρίδες τους.

ο 373 π.Χ., Χειμώνας, Νύχτα, 38.2° B, 22.2° A, M=(7.0), Αχαΐα (Ελίκη)

Ο Πausanίας αναφέρει ότι στις εκβολές του ποταμού Σελινούντα βρισκόταν η παραθαλάσσια πόλη Ελίκη της οποίας τα οικοδομήματα καταστράφηκαν από σεισμούς και το έδαφος αφανίστηκε. Ακολούθησε θαλάσσιο κύμα το οποίο κάλυψε ολόκληρη την Ελίκη. Ο Αιλιανός αναφέρει πως 5 μέρες πριν από τον καταποντισμό της Ελίκης, όλα τα ζώα (ποντίκια, γάτες, φίδια κ.α) εγκατέλειψαν την πόλη. Δέκα πολεμικά πλοία των Λακεδαιμονίων, που ήταν αγκυροβολημένα στο λιμάνι της Ελίκης, καταστράφηκαν από το θαλάσσιο κύμα μετά το σεισμό. Τέλος, η καταστροφή του ναού του Απόλλωνα στους Δελφούς, ενδεχομένως να οφείλεται στον συγκεκριμένο σεισμό.

ο 348 π.Χ., 38.4° B, 22.5° A, M=(6.7), Δελφοί

Σύμφωνα με τον Στράβωνα, έγιναν δυνατοί σεισμοί κατά τον χρόνο κατά τον οποίο οι στρατιώτες των Φωκέων έσκαβαν για να βρουν θησαυρό, με συνέπεια να εγκαταλείψουν την προσπάθεια και να μεταδώσουν και στους άλλους τον φόβο τους (Γεωργιάδης, 1904).

ο 279 π.Χ., 38.4° B, 22.6° A, M=(6.0), Δελφοί (ΙΧ)

Σύμφωνα με τον Πausanία και τον Αππιανό, κατά την επιδρομή των Γαλατών στους Δελφούς έγινε σεισμός που κατέστρεψε τις πόλεις και ανάγκασε τα στρατεύματα να αποχωρήσουν (Γεωργιάδης, 1904).

ο 23 μ.Χ., 38.3° B, 22.0° A, M=(6.5), Αίγιο (VIII)

Το Αίγιο έπαθε βαρύτατη συμφορά εξαιτίας της σεισμικής δόνησης. Οι κάτοικοι έχασαν τα πάντα και στράφηκαν για βοήθεια στη Ρώμη.

ο 77 μ.Χ., 20 Ιουνίου, Νύχτα, 37.9° B, 22.9° A, M=(6.3), Κόρινθος (ΙΧ)

Σύμφωνα με τον Μαλάλα, η Κόρινθος υπέστη θεομηνία και ο Ουεσπασιανός χάρισε πολλά στους επιζήσαντες και στην πόλη.

ο 524 μ.Χ, 37.9° B, 22.8° A, M=6.6, Κόρινθος (IX)

Με βάση τα κείμενα των Μαλαλά, Ευάγριου, Θεοφάνη, Κεδρηνού, Προκοπίου και άλλων ιστορικών, ο σεισμός κατέστρεψε την Κόρινθο και κατακρήμνισε τα τείχη στο μεγαλύτερο μέρος τους (Ευαγγελάτου-Νοταρά, 1987-1988).

ο 580 μ.Χ, 38.0° B, 22.8° A, M=(6.3), Κόρινθος (VIII)

Για τον συγκεκριμένο σεισμό δεν υπάρχουν ιστορικές πληροφορίες. Η γένεση του προκύπτει από ερείπια κτιρίων που καταστράφηκαν από τον σεισμό καθώς και από την ανεύρεση νομισμάτων που βρέθηκαν δίπλα σε σκελετούς δυο ατόμων που πέθαναν από το σεισμό.

ο 996 μ.Χ, 38.3° B, 22.4° A, M=(6.8), Γαλαξίδι (IX)

Ο συγκεκριμένος σεισμός έγινε κατά τη διάρκεια επιδρομής των πειρατών στο Γαλαξίδι. Οι καταστροφές ανάγκασαν τους κατοίκους να εγκαταλείψουν την πόλη τους και να καταφύγουν για 50 περίπου χρόνια στα γύρω νησάκια.

ο 1402, Ιούνιος, 38.1° B, 22.4° A, M=(7.0), Διακοπτό (X)

Σύμφωνα με ένα γράμμα του Z. Contarmi, που βασίζεται σε αναφορά του Καπετάνιου του Κόλπου, ο σεισμός κατέστρεψε το φρούριο και την περιοχή της Βοστίτσας (Αιγίου), το κάστρο και το χωριό Διακοπτό, το οχυρό Ζάχολη (σημερινή Ευρωσίνη) και το κάστρο Ξυλόκαστρο. Πολλά άτομα σκοτώθηκαν. Δημιουργήθηκε θαλάσσιο κύμα μεγάλου ύψους που ήταν εντονότερο στην ακτή της Στερεάς Ελλάδας, όπου προκλήθηκαν καταστροφές στη Βιτρινίτσα (σημερινός Τολοφών) και στα Σάλωνα (Άμφισσα).

ο 1714, 27 Ιουλίου, 38.2° B, 21.7° A, M=(6.6), Πάτρα (IX)

Ο σεισμός έγινε ημέρα Κυριακή στις 6 το πρωί. Ανέτρεψε τα καμπαναριά και τους νάρθηκες πολλών εκκλησιών καθώς και πολλά κτίρια. Πολλοί πύργοι παλατιών ράγισαν από πάνω μέχρι κάτω και πολλές επάλξεις του κάστρου γκρεμίστηκαν. Είναι πιθανό πολλές από τις δονήσεις να έγιναν αισθητές στη Ζάκυνθο.

ο 1742, 21 Φεβρουαρίου, 38.1° B, 22.5° A, M=(6.0), Κορινθία (VII)

Σύμφωνα με ενθύμηση καλόγερου του μοναστηριού Προφήτη Ηλία στη Ζάχολη (σημερινή Ευρωσίνη), έγινε σεισμός που κατέστρεψε ένα μέρος του μοναστηριού και μερικά σπίτια στη Ζάχολη. Επιπλέον πληροφορίες για τον σεισμό προέρχονται

από μία αναφορά του μουσουλμάνου ιεροδίκη της Κορίνθου, στην οποία περιγράφονται με ακριβείς λεπτομέρειες οι βλάβες που προκάλεσε ο σεισμός (Ambraseys and Jackson, 1997; Ambraseys and Finkel, 1999). Πρόκειται για έναν αρκετά ισχυρό σεισμό που έπληξε πολλές περιοχές της ΒΑ Πελοποννήσου. Την ώρα του σεισμού η θάλασσα αναφέρεται ότι ανέβηκε περίπου 75 cm, κατακλύζοντας την ακτή του Αιγίου (Ambraseys and Jackson, 1997).

ο 1748, 14 Μαΐου, 38.2° B, 22.2° A, M=(6.8), Αίγιο (IX)

Σε επιστολή του Ενετού πρόξενου τρεις μέρες μετά τον σεισμό αναφέρεται ότι στις 14 Μαΐου 1748, ισχυρότατος σεισμός έλαβε χώρα στο Αίγιο και προκάλεσε πολλές καταστροφές στην πόλη. Στη συνέχεια, δημιουργήθηκε θαλάσσιο κύμα τσουνάμι που έφθασε μέχρι την κορυφή του βουνού που δεσπόζει της πόλης και παρέσυρε σπίτια, αποθήκες, το τελωνείο και το τεράστιο πλατάνι, κατέστρεψε τα ιστιοφόρα που ήταν στο λιμάνι, ενώ πολλά ζώα και άνθρωποι σκοτώθηκαν. Όταν η θάλασσα ηρέμησε, στην πόλη και τα χωριά βρέθηκαν πολλά ψάρια και όστρακα. Λίγες ζημιές προκλήθηκαν από το σεισμό στην Πάτρα, ενώ από το θαλάσσιο κύμα έπαθαν ζημιές και άλλα μέρη του Κορινθιακού κόλπου.

ο 1753, 6 Μαρτίου, 38.1° B, 22.6° A, M=(6.2) Κορινθία (VIII, Ζάχολη)

Σε ενθύμηση καλόγερου του μοναστηριού του προφήτη Ηλία στη Ζάχολη (σημερινή Εβροστίνη) αναφέρεται ότι ο σεισμός γκρέμισε ολόκληρο το μοναστήρι και πολλά σπίτια. Άνθρωποι και ζώα σκοτώθηκαν στο μοναστήρι (Κούστας, 1858).

ο 1785, 31 Ιανουαρίου, 38.2° B, 21.7° A, M=(6.6), Πάτρα (IX)

Στις 30 Ιανουαρίου στις 8 το βράδυ έγινε ένας σεισμός χωρίς βλάβες στη Ζάκυνθο ο οποίος έγινε αισθητός στην Πάτρα, όπου κατέστρεψε την πόλη και το κάστρο. Στις 31 Ιανουαρίου στις 4 το πρωί έγινε και άλλος σεισμός ο οποίος γκρέμισε όλες τις εκκλησίες μέχρι τα θεμέλια. Χάθηκαν 38 Χριστιανοί, άνδρες και γυναίκες.

ο 1805, 16 Νοεμβρίου, 38.0° B, 24.0° A, M=(6.0), Αθήνα (VII)

Ισχυρός σεισμός έγινε στις 16-17 Νοεμβρίου στην Αττική ο οποίος προκάλεσε σοβαρές βλάβες στην Αθήνα και στον Παρθενώνα (Sieberg, 1932).

ο 1806, 23 Ιανουαρίου, 38.2° B, 21.9° A, M=(6.3), Πάτρα (VIII)

Ο Τριανταφύλλου (1959), βασιζόμενος σε ενθύμηση της μονής Γηροκομείου της Πάτρας, αναφέρει ότι φοβερός σεισμός κατέστρεψε το βυζαντινό ναό της μονής

Γηροκομείου και το ναό του Μετοχίου του Προφήτη Ηλία. Ένα χρόνο αργότερα, επισκευάστηκαν και οι δυο καθώς και ο ναός των Αγίων Πάντων και τα κελιά του μοναστηριού που και αυτά είχαν πάθει βλάβες από το σεισμό. Παρόμοιες ζημιές έπαθε η μονή Ομπλού (στο βουνό Παναχαϊκό) και ανάλογες πρέπει να ήταν οι ζημιές στην πόλη της Πάτρας.

ο 1817, 23 Αυγούστου, 38.2° B, 22.1° A, M=(6.5), Αίγιο (X)

Γύρω στις 8 το πρωί η πόλη της Βοστίτσας (Αίγιο) καταστράφηκε από σεισμό. Προηγήθηκαν θόρυβοι και κρότοι, ενώ η θάλασσα ζεστάθηκε τόσο πολύ, ώστε τα χέρια των ψαράδων ζεματίστηκαν. Η θάλασσα αποσύρθηκε και στη συνέχεια επανήλθε με μεγάλη ορμή. Από τις εκβολές του ποταμού Μεγανίτη ως το ακρωτήριο Αλυκή, τμήμα του οποίου ολίσθησε μέσα στη θάλασσα, και για απόσταση 2 km προς την ενδοχώρα καλύφθηκε από λάσπη που βγήκε από το έδαφος. Τα δύο τρίτα των σπιτιών του Αιγίου έγιναν ερείπια και 65 άτομα σκοτώθηκαν. Τα κοντινά χωριά επίσης καταστράφηκαν. Επίσης αναφέρεται ότι στον κόλπο της Τριζονίας, στην απέναντι ακτή, η θάλασσα εισχώρησε στην πεδιάδα 200 βήματα. Η θάλασσα κατέκλυσε επίσης την ακτή του Γαλαξιδίου, σύμφωνα με τους Ambroseys and Jackson (1997), αλλά δεν είναι γνωστές περισσότερες λεπτομέρειες. Το θαλάσσιο κύμα που προκλήθηκε από το σεισμό και τα αποτελέσματα αυτού στην πόλη του Αιγίου περιγράφονται σε μαρτυρίες της εποχής. Μία λεπτομερής περιγραφή παρατίθεται στην αγγλική εφημερίδα «Πρωινός χρονογράφος», στο φύλλο της 8 Σεπτεμβρίου 1817. Δονήθηκαν επίσης η Κόρινθος, η Πάτρα και η Ηλεία.

ο 1858, 21 Φεβρουαρίου, 37.9° B, 22.9° A, M=6.7, Κόρινθος (X)

Σύμφωνα με λεπτομερή έκθεση του γιατρού Κούστα (1858) οι κάτοικοι των χωριών Εξαμίλια, Καλαμάκι και Κεχριές δυο ώρες πριν από τον μεγάλο σεισμό άρχισαν να ακούν αλλεπάλληλους θορύβους οι οποίοι νόμιζαν ότι ήταν κρότοι κανονιών από τον Πειραιά. Λίγο πριν τις 11 το πρωί ακούστηκε δυνατός θόρυβος ο οποίος συνοδεύτηκε από την ισχυρή δόνηση που κατέστρεψε την πόλη της Κορίνθου, των Εξαμιλίων, του Καλαμακίου, της Κουρτέσης και των χωριών Περιγιάλι, Αζίζι και Νεοχώρι. Την ώρα του σεισμού όσοι ήταν όρθιοι ή περπατούσαν, έπεφταν κάτω. Σπίτια και βράχοι από το φρούριο της Ακροκορίνθου έπεφταν και κατρακυλούσαν στους δρόμους και ένα σύννεφο από σκόνη σκέπασε την πόλη. Σκοτώθηκαν 21 άνθρωποι και τραυματίστηκαν 65. Οι σεισμοί συνεχίστηκαν έως το τέλος του Μαρτίου όπου ελαττώθηκαν αισθητά. Παρόλο που στις αρχές Απριλίου οι δονήσεις ήταν σχεδόν ασήμαντες, στις 6 Απριλίου στις 10 το πρωί, έγινε ισχυρός σεισμός. Στις 20 Μαΐου επαναλήφθηκε ισχυρή δόνηση.

ο 1873, 25 Ιουλίου, 09:30, 37.7° B, 23.2° A, M=(6.0), Επίδαυρος (VII)

Ο σεισμός έγινε βίαια αισθητός στην Κόρινθο και προκάλεσε βλάβες στην Επίδαυρο και στη Σολύγεια (σημερινό Γαλατάκι).

ο 1876, 26 Ιουνίου, 37.8° B, 22.8° A, M=(6.0), Κορινθία (VIII, Νεμέα)

Ο σεισμός γκρέμισε λίγα σπίτια στο χωριό Άγιος Γεώργιος της Κορινθίας αλλά πολλά έπαθαν ζημιές και έτσι οι κάτοικοι της περιοχής αναγκάστηκαν να κατασκηνώσουν στο ύπαιθρο για πολύ καιρό. Σχεδόν ολόκληρη η Πελοπόννησος σείστηκε (Ναύπλιο-Πάτρα) καθώς και το χωριό Χρυσό της Φωκίδας όπου η δόνηση ήταν ισχυρή. Στην Αττική ο σεισμός έγινε αλαφρά αισθητός από όλους. Στα Τρίκαλα Κορινθίας και στη Συκιώνα κατά τη διάρκεια της δόνησης έσβησαν τα καντήλια. Στην περιοχή της Νεμέας παρατηρήθηκαν πτώσεις βράχων, ρήγματα και θόλωμα των νερών. Οι δονήσεις κράτησαν μέχρι το τέλος του χρόνου.

ο 1887, 3 Οκτωβρίου, 22:53, 38.1° B, 22.6° A, M=6.3, Ξυλόκαστρο (VIII)

Ο σεισμός προκάλεσε την κατάρρευση μερικών σπιτιών ενώ άλλα έγιναν ακατοίκητα και πολλά έπαθαν σοβαρές βλάβες στα χωριά Ξυλόκαστρο, Κιάτο, Κοκκώνη, Νεράτζα, Θαλερό, Δομίνι, Περαιχώρα και Βέλο. Παρατηρήθηκε θαλάσσιο κύμα μεταξύ Ξυλοκάστρου και Συκιάς. Κατολισθήσεις και υποχωρήσεις εδαφών παρατηρήθηκαν στο Ξυλόκαστρο και στο Κιβέρι. Υπήρξαν και θύματα.

ο 1888, 9 Σεπτεμβρίου, 38.1° B, 22.1° A, M=6.2, Αίγιο (IX)

Ο σεισμός ήταν καταστροφικός στην Αχαΐα. Σχεδόν όλα τα σπίτια καταστράφηκαν τελείως στην Κουλούρα, τα Βαλιμίτικα, τον Άγιο Κωνσταντίνο, την Αγία Ελένη και τον Άγιο Αθανάσιο. Μερικά σπίτια κατέρρευσαν στο Αίγιο όπου υπήρξε και ένα θύμα. Παρατηρήθηκαν ρωγμές και κατολίσθηση του εδάφους στις ακτές του Αιγίου. Από τους μεγαλύτερους μετασεισμούς που έγιναν στις 10, 11, 15, 16, 17 και 23 Σεπτεμβρίου, καταστράφηκαν μερικά ακόμη σπίτια. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε απόσταση 150 km (Galanopoulos, 1953,1960).

ο 1917, 24 Δεκεμβρίου, 09:13:55, 38.4° B, 21.7° A, M=6.0, Ναύπακτος (VIII)

Στη Ναύπακτο γκρεμίστηκαν τοίχοι και κατέρρευσαν καπνοδόχοι. Προκλήθηκε κατάρρευση μεγάλων βράχων και παρατηρήθηκαν ανωμαλίες στις παροχές των πηγών. Στα Καλάβρυτα παρατηρήθηκαν ρωγμές στους τοίχους μερικών σπιτιών. Στην Αχαΐα και στο Λιδωρίκι προηγήθηκε θόρυβος. Ο σεισμός έγινε πολύ έντονα αισθητός στην Πάτρα και το Μεσολλόγι αλλά και στο Αιτωλικό, το Αίγιο, το Αργίνιο,

τον Αστακό, την Υπάτη, την Αράχωβα και την Ιθάκη. Οι δονήσεις συνεχίστηκαν για δυο μήνες. Ο μεγαλύτερος προσεισμός έγινε στις 23 Δεκεμβρίου ($M=4.9$) και ο μεγαλύτερος μετασεισμός στις 9 Ιανουαρίου 1918 ($M=5.5$).

ο 1928, 22 Απριλίου, 20:13:46, 37.9° B, 23.0° A, $M=6.3$, Κόρινθος (IX)

Ο σεισμός κατέστρεψε τη Νέα Κόρινθο όπου γκρεμίστηκαν ή έγιναν ακατοίκητα σχεδόν όλα τα σπίτια. Κατέρρευσαν οι φυλακές και δραπετεύσαν οι κρατούμενοι. Καταστράφηκε ολοκληρωτικά το καλαμάκι, ενώ τα Ίσθμια έμειναν ανέπαφα. Καταστράφηκαν συνολικά 3.000 σπίτια στην περιοχή της Κορίνθου και στο Λουτράκι και 15.000 άνθρωποι έμειναν χωρίς στέγη. Σκοτώθηκαν 20 άτομα και τραυματίστηκαν 30. Παρατηρήθηκαν εδαφικές ρωγμές στο χωριό Ξεροχώρι (τοποθεσία Προφ. Ηλία) και στο Λουτράκι αλλά η μεγαλύτερη ρωγή παρατηρήθηκε στα Γεράνια στην περιοχή που κατρακύλησαν βράχοι. Στον Πειραιά και στην Πάτρα έπεσαν σοβάδες και ρηγματώθηκαν τοίχοι ενώ στην Αθήνα έπεσαν σοβάδες. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι τον Βόλο και την Κρήτη. Στο Ξυλόκαστρο ακούγονταν υπόγειοι κρότοι και γίνονταν πολύ ελαφρές σεισμικές δονήσεις 15 μέρες προ του σεισμού. Ο μεγαλύτερος προσεισμός έγινε την ίδια μέρα με τον κύριο σεισμό ($M=5.2$) και οι δυο μεγαλύτεροι μετασεισμοί έγιναν στις 25 Απριλίου ($M=5.2$) και στις 29 Απριλίου ($M=5.2$).

ο 1930, 17 Απριλίου, 20:06:39, 37.8° B, 23.1° A, $M=6.0$, Κόρινθος (VIII, Σοφικό)

Ο σεισμός προκάλεσε τις σημαντικότερες βλάβες στα χωριά Σοφικό, Αλμυρή, Εξαμίλια, Καλαμάκι, Μακρύλογγο και Ορθόλιθο (VIII). Στο Καλαμάκι ένα άτομο τραυματίστηκε σοβαρά. Ο μεγαλύτερος μετασεισμός έγινε στις 18 Απριλίου ($M=4.8$).

ο 1938, 18 Σεπτεμβρίου, 03:50:38, 38.0° B, 22.5° A, $M=6.4$, Φωκίδα (VII, Γαλαξίδι)

Στη Δαύλεια ο σιδηροδρομικός σταθμός υπέστη σοβαρές βλάβες εξαιτίας του σεισμού. Έγινε έντονα αισθητός στο Γαλαξίδι, Βιτρινίτσα, Άνω Αγόριανη, Μεσολόγγι, Αταλάντη, Δαδί και Χαλκίδα. Έγινε επίσης έντονα αισθητός στο Αίγιο και τα Καλάβρυτα όπου δημιουργήθηκε πανικός μεταξύ των κατοίκων. Ακόμη έγινε ελαφρά αισθητός στην Τανάγρα, την Αθήνα, την Λιβαδιά, το Αγρίνιο και το Βόλο.

ο 1962, 28 Αυγούστου, 10:59:56, 37.8° B, 22.9° A, $M=6.8$, Κόρινθος (VIII⁺, Αρχαία Κόρινθος)

Πρόκειται για σεισμό ενδιαμέσου βάθους ο οποίος έπληξε την Κορινθία, την Αργολίδα, την Αχαΐα, την Ηλεία, την Αρκαδία και την Βοιωτία όπου 397 σπίτια καταστράφηκαν ή έπαθαν ανεπανόρθωτες βλάβες, 2.981 βλάφτηκαν σοβαρά και

3.604 έπαθες μικρές βλάβες. Σκοτώθηκε ένας άνθρωπος και τραυματίστηκαν τρεις. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε διάφορα μέρη της Ελλάδας μέχρι το Λασιθί της Κρήτης, την Αττική, τη Θεσσαλονίκη και τη Φλώρινα. Έγινε επίσης αισθητός σε πολλά μέρη της νότιας Ιταλίας και στο Σεράγεβο της Γιουγκοσλαβίας.

ο 1965, 6 Ιουλίου, 03:18:42, 38.4° B, 22.3° A, M=6.3, Φωκίδα (VIII⁺, Ερατεινή)

Ο σεισμός προκάλεσε καταστροφές κυρίως στην Αχαΐα και την Φωκίδα. Συνολικά καταστράφηκαν ή έπαθαν σοβαρή βλάβη 575 σπίτια, ενώ άλλα 2.978 υπέστησαν μικρότερες βλάβες. Σκοτώθηκε ένας άνθρωπος και τραυματίστηκαν 6. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι το Ηράκλειο της Κρήτης, την Κεφαλονιά, τα Γιάννενα, την Κοζάνη, την Εύβοια και τη Μύκονο. Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στην Κερύνεια, Τεμένη (VIII), Διακοπτό, Ροδιά, Καθολικό, Ριζόμυλο, Βαλιμίτικα, Μελίσσια, Τεμένη, Αγ. Αθανάσιος, παραλία Ακράτας (VII⁺) της Αχαΐας και στην Ερατεινή της Φωκίδας (VIII⁺).

ο 1970, 8 Απριλίου, 13:50:28, 38.3° B, 22.6° A, M=6.2, Βοιωτία (VII, Αντίκυρα)

Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στη Βοιωτία και την Κορινθία. Κατέρρευσαν 2 σπίτια, 170 υπέστησαν σοβαρές βλάβες και 450 ελαφρές ενώ τραυματίστηκαν 3 άτομα. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε διάφορα μέρη της Ελλάδας μέχρι τη Φλώρινα, τα Γιάννενα και τη Σκύρο. Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στα Αντίκυρα, τα Βάγια και τα Δαύλια (VII) Βοιωτίας, στο Χρυσό (VII) της Φωκίδας και στη Λυγιά και Ξυλόκαστρο (VII) της Κορινθίας. Προηγήθηκε ασθενής δόνηση την 1^η Μαρτίου (19:39, M=3.3) και ακολούθησαν πολλοί μετασεισμοί, ο μεγαλύτερος από τους οποίους, έγινε στις 20 Απριλίου (15:39, M=5.4).

ο 1972, 13 Σεπτεμβρίου, 04:13:20, 38.0° B, 22.4° A, M=6.3, Κόρινθος (VIII, Άνω Καλλιθέα)

Πρόκειται για έναν σεισμό ενδιαμέσου βάθους ο οποίος προκάλεσε βλάβες στην Κορινθία, Αχαΐα και Αιτωλία. Κατέρρευσαν 52 σπίτια, έπαθαν σοβαρές βλάβες 54 και ελαφρότερες 74. Τραυματίστηκε ένα άτομο. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε διάφορα μέρη της Ελλάδας αλλά και στην Τεργέστη, τη Ρώμη και τη Μάλτα. Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στην Άνω Καλλιθέα (VIII), Αρχαίες Κλεωνές (VII) της Κορινθίας και Αγίου Ανδρέα (VII) της Αιτωλίας.

ο 1981, 24 Φεβρουαρίου, 20:53:37, 38.1° Β, 22.9° Α, M=6.7, Αλκυονίδες (ΙΧ, Περαχώρα)

Στις 24 και 25 Φεβρουαρίου και στις 4 Μαρτίου 1981, τρεις μεγάλοι σεισμοί με μεγέθη 6.7 (κύριος σεισμός), 6.4 και 6.4 αντίστοιχα, έλαβαν χώρα στον κόλπο των Αλκυονίδων. Καταστροφές προκλήθηκαν στους νομούς Κορινθίας, Βοιωτίας, Αττικής, Φωκίδας και Εύβοιας. Οι δύο πρώτοι σεισμοί προκάλεσαν μεγαλύτερες καταστροφές στις νότιες ακτές του κόλπου (Περαχώρα, Πίσια, Πρόδρομο), ενώ ο τελευταίος στα χωριά των βορειοανατολικών ακτών (Πλαταιές, Καπαρέλλι). Ο κύριος σεισμός είχε μεγάλες οικονομικές και κοινωνικές συνέπειες στην Αθήνα. Συνολικά καταστράφηκαν ή έπαθαν μη επισκευάσιμες βλάβες 22.554 οικοδομές, υπέστησαν σοβαρές βλάβες 11.745 και ελαφρότερες 50.222 κτίρια. Είκοσι άτομα σκοτώθηκαν και 500 τραυματίστηκαν. Επιφανειακά ρήγματα με μήκος 12-15 km εμφανίστηκαν στη νότια πλευρά του κόλπου αμέσως μετά τους δύο πρώτους σεισμούς. Μετά το σεισμό της 4ης Μαρτίου παρατηρήθηκε κανονικό επιφανειακό ρήγμα μήκους 12 km στις βορειοανατολικές ακτές του κόλπου (Jackson et al., 1982; Papazachos et al., 1984). Κατά τη διάρκεια της σεισμικής ακολουθίας παρατηρήθηκε μετανάστευση επικέντρων προς τα ανατολικά. Παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης και ασθενές θαλάσσιο κύμα. Οι μεγαλύτερες βλάβες κατά τον κύριο σεισμό εντοπίστηκαν στις εξής περιοχές: Περαχώρα (ΙΧ+), Πίσια, Σχίνο (ΙΧ), Λουτράκι (VIII+), Κιάτο, Πάσιο, Ξυλόκαστρο, Μούλκιο, Κάρυα και Βέλο (VIII) Κορινθίας, Πρόδρομο (ΙΧ+), Κορύννη, Θίσβη (VIII+), Μαυρομμάτι, και Βάγια (VIII) Βοιωτίας και Μέγαρο (VIII) Αττικής. Κατά το μεγαλύτερο μετασεισμό (25 Φεβρουαρίου), οι μεγαλύτερες εντάσεις σημειώθηκαν στα: Κορύννη, Σκούρτα, και Μαυρομμάτι (VIII) Βοιωτίας, Μούλκιο και Λουτράκι (VIII) Κορινθίας και Μέγαρο Αττικής. Ο δεύτερος μεγαλύτερος μετασεισμός (4 Μαρτίου) είχε τις μεγαλύτερες εντάσεις στα: Πλαταιές (ΙΧ+), Καπαρέλλι (ΙΧ), Μελισσοχώρι (VIII+), Σκούρτα, Πρόδρομος, Οινόφυτα, Μαυρομμάτι, Βάγια και Υψηλάντης (VIII) Βοιωτίας, Μέγαρο και Βίλλια (VIII) Αττικής. Αποτελέσματα που προέκυψαν με χρήση μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό της 4ης Μαρτίου έχουν συνδυασθεί με τη μέση διεύθυνση ανισοτροπίας που υπολογίστηκε για το σταθμό Βίλλια του τηλεμετρικού δικτύου Cornet (Kouskouna et al., 2003).

ο 1995, 15 Ιουνίου, 00:15:49, 38.21° Β, 22.12° Α, M=6.2, Αίγιο (VIII)

Αυτός ο σεισμός κατέστρεψε το Αίγιο και προκάλεσε ζημιές σε χωριά της Αχαΐας (Βαλιμίτικα) και της Φωκίδας (Ερατεινή και Τολοφώνας). Σκοτώθηκαν 26 άνθρωποι. Τρία κτίρια έπεσαν. Στο Αίγιο 1071 κτίρια υπέστησαν σοβαρές βλάβες και 996 μικρές, ενώ στα χωριά 778 σοβαρές και 760 μικρές. Εμφανίστηκαν επιφανειακές ρωγμές με εδαφικές μεταθέσεις μερικών εκατοστών στην ακτή του Αιγίου και δυτικότερα. Κατά μήκος των ακτών της περιοχής του Αιγίου, μεταξύ των εκβολών των ποταμών Μεγανείτα και Βουραϊκού, καθώς και στην περιοχή της Ερατεινής, παρατηρήθηκαν δευτερογενή φαινόμενα, όπως αποκολλήσεις ακτών και

ρευστοποιήσεις εδαφών. Στους ορεινούς όγκους νότια του Αιγίου, καθώς και στην περιοχή του Βουραϊκού, αναφέρθηκαν μικρής κλίμακας κατολισθήσεις και πτώσεις βράχων (Παπαναστασίου και Γάκη-Παπαναστασίου, 1998). Ο μεγαλύτερος προσεισμός έλαβε χώρα στις 28 Μαΐου ($M=4.6$), ενώ ο μεγαλύτερος μετασεισμός έλαβε χώρα 15 λεπτά μετά τον κύριο σεισμό ($M=5.6$). Το ακριβές επίκεντρο του σεισμού είναι $38^{\circ}21.7B$, $22^{\circ}12.0A$, περίπου 15 km BBA του Αιγίου, και το εστιακό του βάθος είναι 10 km. Η διάρρηξη διήρκεσε 4 sec, με ισχυρή κατευθυντικότητα προς νότο (Bernard et al., 1997).

2. ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

2.1 ΟΡΙΣΜΟΣ – ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ

Ο όρος συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών, γνωστά παγκοσμίως ως “Earthquake Early Warning Systems (EEW)”, αναφέρεται σε συστήματα που παρέχουν πληροφορίες για τους σεισμούς σε πραγματικό χρόνο και δίνουν τη δυνατότητα προειδοποίησης πριν από την άφιξη των καταστρεπτικών σεισμικών κυμάτων σε μια περιοχή. Η προειδοποίηση μπορεί να είναι από μερικά δευτερόλεπτα μέχρι και λίγο περισσότερο από λεπτό πριν την άφιξη της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Ο χρόνος αυτός εξαρτάται από την απόσταση της περιοχής ενδιαφέροντος από το υπόκεντρο (Allen et al., 2009), καθώς και από παράγοντες όπως η πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου, η άμεση και αξιόπιστη σύνδεση των σταθμών και μεταφορά δεδομένων στο κεντρικό υπολογιστικό σύστημα του δικτύου και τα κατάλληλα λογισμικά για την αυτόματη ανάλυση του σεισμού σε σχεδόν πραγματικό χρόνο (Brown, 2012). Η αποτελεσματικότητα αυτών των συστημάτων είναι ουσιαστικά άμεσα συνδεδεμένη με τον χρόνο προειδοποίησης που τελικά παρέχεται.

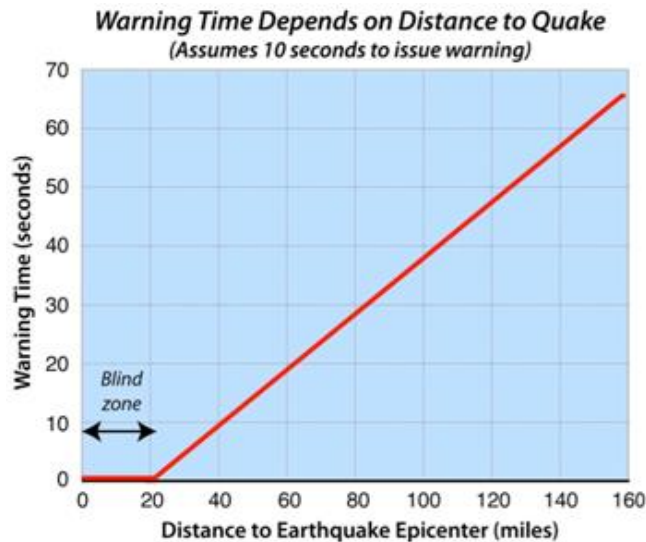
Ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης βασίζεται στα παρακάτω κύρια χαρακτηριστικά (EGU, 2014):

- ✓ Ταχύτητα: η οποία εξασφαλίζει τη γρήγορη μετάδοση και ανάλυση δεδομένων με μικρούς χρόνους καθυστέρησης
- ✓ Αξιοπιστία: η οποία εξασφαλίζει τη λειτουργικότητα του συστήματος ανά πάσα στιγμή με χαμηλές πιθανότητες βλάβης
- ✓ Ευρωστία: η οποία σχετίζεται με τη δυνατότητα λειτουργίας του συστήματος σε «δύσκολες συνθήκες» όπως η δυνατότητα αυτόματης αναβάθμισης και επανεκκίνησης καθώς και η αντιμετώπιση τυχόν ανωμαλιών όπως παραδείγματος χάριν σφάλματα δεδομένων.
- ✓ Ασφάλεια: για την αποφυγή διαρροής δεδομένων και επέμβασης σε αυτά από μη αρμόδια άτομα
- ✓ Εκπαίδευση: η εκπαίδευση των χρηστών που λαμβάνουν την προειδοποίηση είναι απαραίτητη για να ληφθούν τα κατάλληλα μέτρα στο κατάλληλο χρονικό διάστημα

2.2 ΑΠΑΙΤΟΥΜΕΝΟΣ ΧΡΟΝΟΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΚΑΙ ΤΗΝ ΑΠΟΣΤΟΛΗ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ

Ο χρόνος που απαιτείται για τον εντοπισμό του σεισμού, τον προσδιορισμό του μεγέθους και την έκδοση προειδοποίησης εξαρτάται από τους παράγοντες (<https://earthquake.usgs.gov/research/earlywarning/background.php>) που αναλύονται παρακάτω:

- i. **Υποκεντρική απόσταση του κοντινότερου σταθμού του σεισμολογικού δικτύου (Εικόνα 2.1).** Χρειάζεται ένα πεπερασμένο χρονικό διάστημα για να φτάσουν τα σεισμικά κύματα από την πηγή του σεισμού (πχ σημείο ρήγματος) σε κάποιο σεισμολογικό σταθμό. Τα πρώτα κύματα που φτάνουν στον σταθμό είναι τα επιμήκη (P) κύματα των οποίων η φαινόμενη ταχύτητα είναι περίπου 6.5 km/sec. Τα εγκάρσια (S) κύματα έχουν μεγαλύτερα πλάτη αλλά μικρότερη φαινόμενη ταχύτητα περίπου 3.7 km/sec και συνεπώς φτάνουν στον σταθμό με μια χρονική καθυστέρηση σε σχέση με τα επιμήκη. Επομένως όσο πιο κοντά στο επίκεντρο βρίσκεται ένας σταθμός τόσο πιο γρήγορα θα καταγράψει τον σεισμό. Οι ακριβείς καταγραφές εξαρτώνται από την πυκνότητα του δικτύου. Όσο πιο πυκνό είναι το δίκτυο σταθμών τόσο γρηγορότερη και πιο αξιόπιστη είναι η επίλυση του σεισμού από το αυτόματο πρόγραμμα.
- ii. **Μεταφορά της πληροφορίας από το σεισμολογικό δίκτυο.** Τα δεδομένα από πολλούς σταθμούς συλλέγονται και αναλύονται από το κεντρικό υπολογιστικό σύστημα (server), αφού φυσικά έχουν φτάσει σε αυτά οι πληροφορίες εδαφικής μετατόπισης. Για την αποστολή των δεδομένων χρησιμοποιείται ποικιλία μεθόδων όπως μέσω ραδιο(συ)ζεύξεων, τηλεφωνικών γραμμών, δημοσίου και ιδιωτικού διαδικτύου καθώς και δορυφορικές συνδέσεις. Η μεταφορά της πληροφορίας με τη μέγιστη δυνατή ταχύτητα είναι ένας πάρα πολύ σημαντικός παράγοντας προκειμένου να επιτευχθεί αποτελεσματικός χρόνος προειδοποίησης.
- iii. **Εντοπισμός και υπολογισμός μεγέθους ενός σεισμού.** Οι καταγραφές εδαφικών μετατοπίσεων λαμβάνονται σε σχεδόν πραγματικό χρόνο από τους σταθμούς και χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του epicέντρου και του μεγέθους του σεισμού. Γίνονται προσπάθειες βελτίωσης των αλγορίθμων που παράγουν αυτήν την πληροφορία (αυτόματη επίλυση σεισμού) για να μειωθεί περισσότερο ο απαιτούμενος για τη διαδικασία χρόνος.

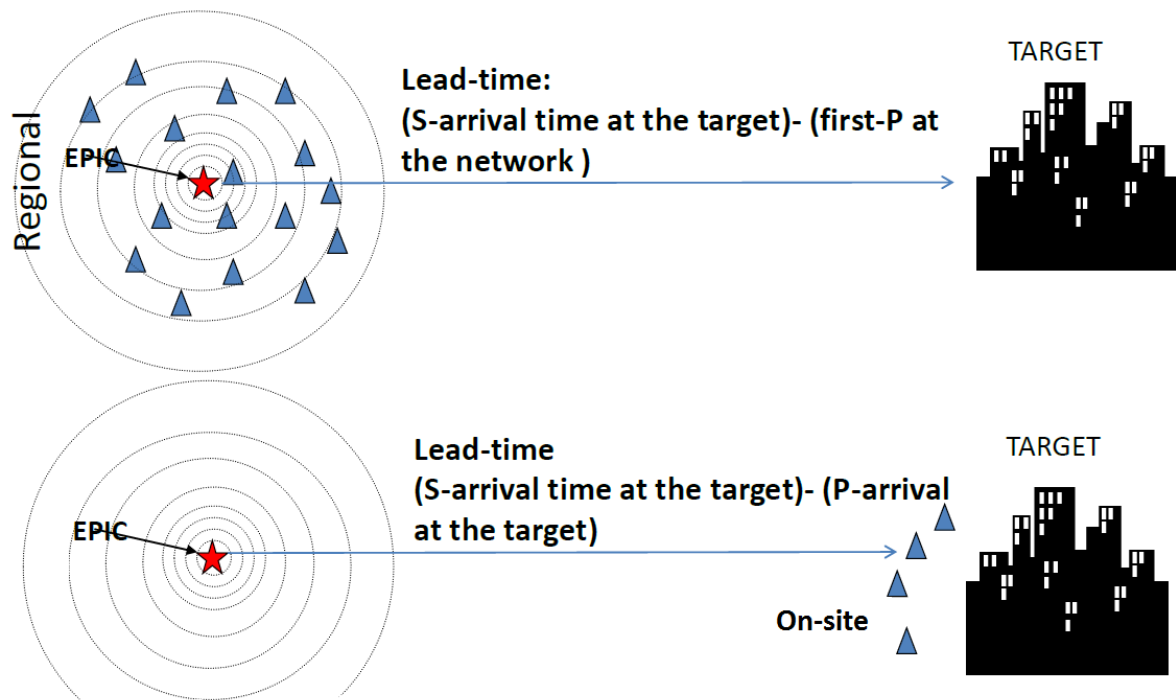


Εικόνα 2.1: Αναμενόμενοι χρόνοι προειδοποίησης σε διαφορετικές αποστάσεις από το επίκεντρο. Τοποθεσίες εντός ακτίνας 20 μιλίων από το επίκεντρο δεν προλαβαίνουν να λάβουν προειδοποίηση πριν την άφιξη των σεισμικών κυμάτων (www.earthquake.usgs.gov).

2.3 ΕΙΔΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ

Σήμερα υπάρχουν δυο είδη συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών (**Εικόνα 2.2**). Αυτά που βασίζονται σε πληροφορία που παίρνουν από έναν σταθμό ή σεισμική διάταξη (“on-site”) και αυτά που βασίζονται σε δίκτυο σταθμών (“network”). Ο τρόπος λειτουργίας τους έχει ως εξής (<http://eew.caltech.edu>):

- i. **Συστήματα ενός σταθμού ή μιας σεισμικής διάταξης:** στη συγκεκριμένη περίπτωση ένας αισθητήρας ή ένα σύστημα αισθητήρων τοποθετημένων πολύ κοντά μεταξύ τους (seismic array), αναγνωρίζει την άφιξη των επιμήκων κυμάτων, τα οποία φτάνουν πρώτα, και εκδίδει προειδοποίηση πριν από την άφιξη των πιο καταστρεπτικών εγκάρσιων κυμάτων. Η συγκεκριμένη μέθοδος είναι σχετικά απλή αλλά πιο επιρρεπής σε λανθασμένες προειδοποιήσεις.
- ii. **Συστήματα δικτύου σταθμών:** στη συγκεκριμένη προσέγγιση χρησιμοποιείται μεγάλος αριθμός αισθητήρων (σταθμών) οι οποίοι κατανέμονται σε μια ευρεία περιοχή με μεγάλη πιθανότητα εκδήλωσης σεισμού. Το δίκτυο στέλνει τα δεδομένα σε ένα κεντρικό υπολογιστικό σύστημα όπου γίνεται η επεξεργασία τους, αναλύονται οι σεισμοί και εκδίδονται προειδοποιήσεις. Η συγκεκριμένη προσέγγιση είναι πιο χρονοβόρα σε σχέση με τα συστήματα ενός σταθμού αλλά και πιο αξιόπιστη καθώς χρησιμοποιεί δεδομένα από περισσότερους σταθμούς για να επιβεβαιώσει ότι η εδαφική μετατόπιση οφείλεται σε σεισμό. Επιπλέον, επιτυγχάνεται μεγαλύτερη ακρίβεια στον αυτόματο προσδιορισμό του epicέντρου και του μεγέθους του σεισμού.



Εικόνα 2.2: Συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης δικτύου σταθμών “regional” και ενός σταθμού “onsite” (EGU, 2014).

2.4 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

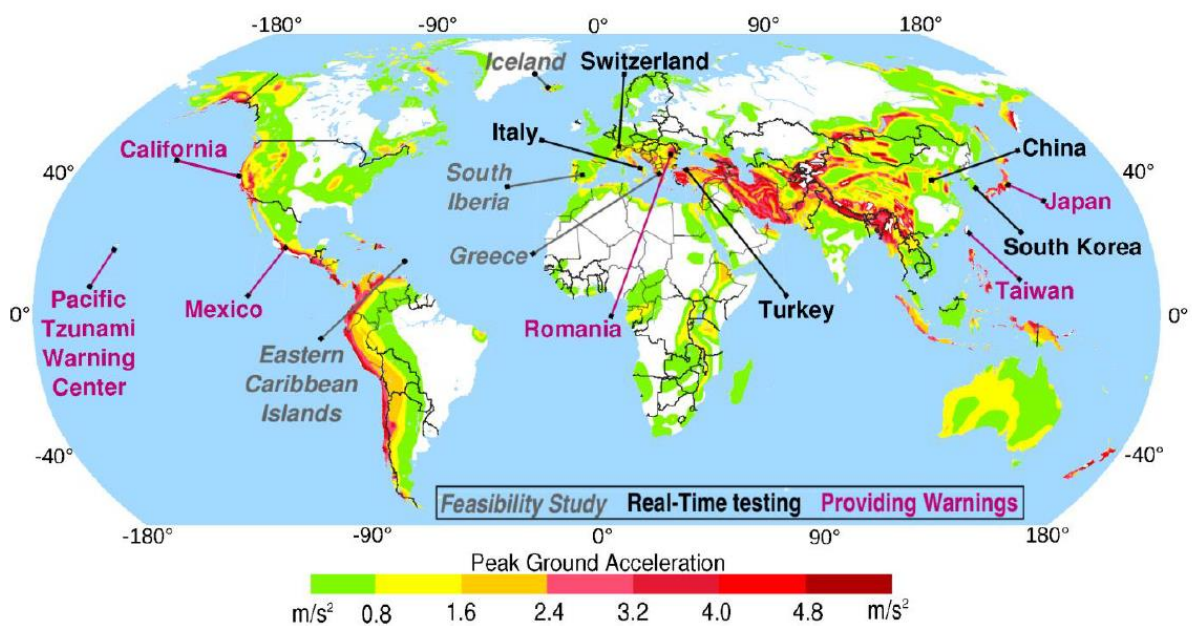
Τα αποτελέσματα ενός ισχυρού σεισμού, χωρίς τις απαραίτητες ενέργειες, μπορεί να είναι καταστρεπτικά. Τα συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών επιτρέπουν τη λήψη μέτρων λίγα δευτερόλεπτα πριν την ισχυρή εδαφική κίνηση τα οποία στοχεύουν τόσο την προστασία των πολιτών, όσο και στην αποφυγή δευτερογενών φαινομένων, όπως η πυρκαγιά. Χαρακτηριστικά αναφέρονται κάποιες από τις εφαρμογές των συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης παγκοσμίως (Allen et al., 2009):

- ✓ Σε μονάδες ηλεκτροπαραγωγής ή διανομής φυσικού αερίου προχωρώντας σε διακοπή ρεύματος ή διανομής αερίου, αντίστοιχα.
- ✓ Σε βιομηχανίες επικίνδυνων χημικών ή σε εργοστάσια παραγωγής κυκλωμάτων όπου η διακοπή εργασιών πριν από τον σεισμό μπορεί να σώσει την παραγωγή και να αποφευχθούν τυχόν ατυχήματα.
- ✓ Σε νοσοκομεία για τη διακοπή ευαίσθητων χειρουργικών επεμβάσεων.
- ✓ Στις μεταφορές με τη διακοπή τις κίνησης τρένων για την αποφυγή εκτροχιάσεων, ή την καθυστέρηση της προσγείωσης ή απογείωσης ενός αεροπλάνου τη στιγμή του σεισμού ή ακόμα και τη διακοπή της κυκλοφορίας σε μια γέφυρα.

- ✓ Σε σχολεία και άλλα δημόσια κτίρια ή κατοικίες με σκοπό την έγκαιρη εκκένωσή τους.

2.5 ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΤΟΝ ΚΟΣΜΟ

Η γρήγορη ανάπτυξη της υπολογιστικής ισχύος και της διαδικτυακής επικοινωνίας επέτρεψε τη δημιουργία συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών και τη γρήγορη εξάπλωση τους σε όλο τον κόσμο. Η ιδέα των συστημάτων αυτών ξεκίνησε μετά από τις καταστροφές που προκάλεσαν ισχυροί σεισμοί τη δεκαετία του 1980. Η Ιαπωνία αποτελεί πρότυπο σε αυτόν τον τομέα, ενώ ακολουθούν πολλές ακόμη χώρες όπως η Τουρκία, η Κίνα, το Μεξικό, η Ιταλία, οι Ηνωμένες Πολιτείες και πολλές άλλες (Εικόνα 2.3).



Εικόνα 2.3: Ανάπτυξη συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης στον κόσμο (τροποποιημένο από Allen et al., 2009).

2.5.1 ΙΑΠΩΝΙΑ

Η Ιαπωνία βρίσκεται σε ένα ιδιαίτερο σημείο σύγκλισης τριών λιθοσφαιρικών πλακών. Το αποτέλεσμα της υποβύθισης της πλάκας των Φιλιππινών κάτω από την Ευρασιατική ηπειρωτική πλάκα στα νότια και της υποβύθισης της πλάκας του Ειρηνικού προς τα βόρεια δημιούργησε το νησιωτικό σύμπλεγμα της Ιαπωνίας. Η περίπλοκη γεωτεκτονική της θέση σε συνδυασμό με την ύπαρξη εκατοντάδων ρηγμάτων σε όλο της το μήκος, καθιστούν την Ιαπωνία μια από τις πιο σεισμογενείς χώρες στον κόσμο. Αυτό αποτέλεσε

αφορμή για την ανάπτυξη ενός αποτελεσματικού συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών.

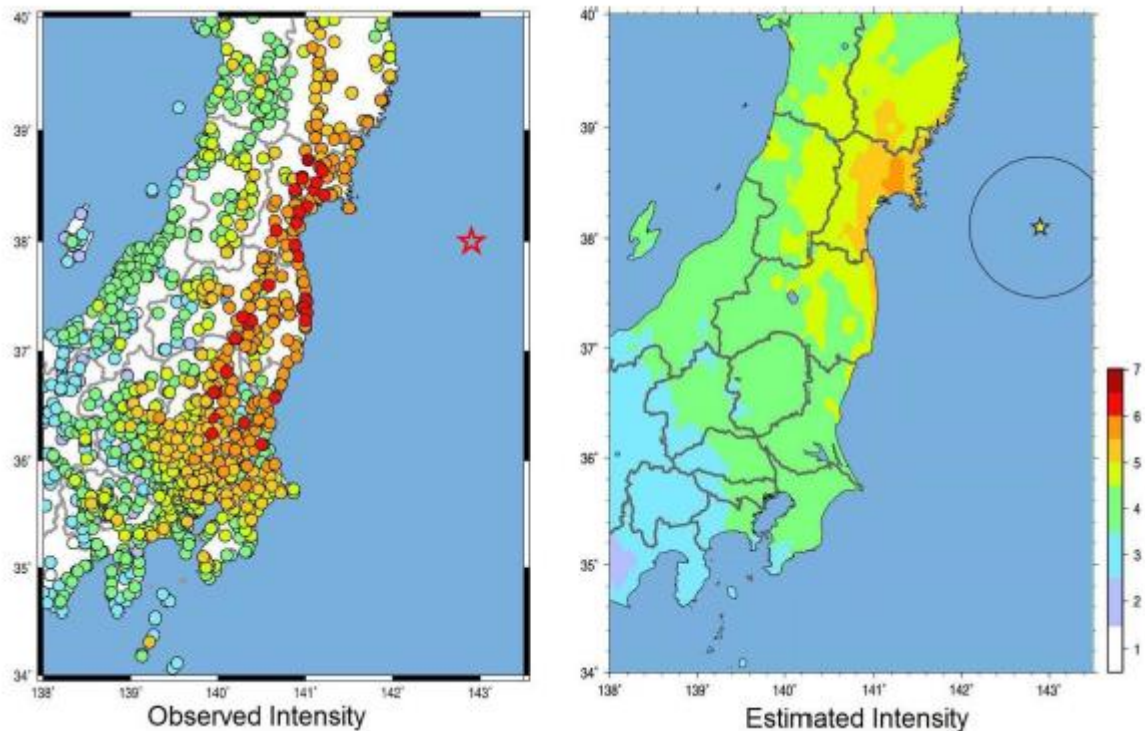
Στην Ιαπωνία, μια πρώιμη μορφή έγκαιρης προειδοποίησης ξεκίνησε στα τέλη της δεκαετίας του 1960 όπου τοποθετήθηκαν κατά μήκος των σιδηροδρομικών σταθμών σειсмоγράφοι. Όταν το πλάτος της εδαφικής κίνησης ξεπερνούσε κάποιο συγκεκριμένο όριο, οι σειсмоγράφοι έδιναν το κατάλληλο σήμα και αυτόματα σταματούσε το τρένο (Allen et al., 2009). Η συγκεκριμένη μέθοδος ωστόσο προειδοποιούσε μόνο αφού στο συγκεκριμένο μέρος είχε ξεκινήσει κάποια ισχυρή δόνηση και συνεπώς δεν ήταν πάντα σε θέση να διακόψει εγκαίρως την πορεία των τρένων. Αργότερα, το 1984 το σύστημα εντάχθηκε στο UrEDAS (Urgent Earthquake Detection and Alarm System). Το σύστημα χρησιμοποιεί τα πρώτα τρία δευτερόλεπτα του κύματος P για να υπολογίσει τις παραμέτρους του σεισμού και αν αυτό είναι αναγκαίο να σημάνει συναγερμό. Ο ισχυρός σεισμός του Κόμπε, το 1995, ο οποίος επέφερε 6.000 θανάτους και υλικές ζημιές που ανέρχονται στα 200 δις. δολάρια, οδήγησε στην αναβάθμιση του υπάρχοντος συστήματος το οποίο ξεκίνησε να λειτουργεί στους σιδηρόδρομους και στο μετρό το 1998 (Gasparini et al., 2014). Ο σεισμός του Niigata-Chuetsu το 2004 μεγέθους $M=6.6$ ήταν ο πρώτος που έθεσε σε λειτουργία το ανανεωμένο σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης Compact-UrEDAS το οποίο ενεργοποίησε συναγερμό μόλις 1 δευτερόλεπτο μετά την άφιξη των κυμάτων P. Ενεργοποιήθηκε ο μηχανισμός διακοπής ρεύματος και επείγουσας λειτουργίας των φρένων σε 4 αμαξοστοιχίες οι οποίες κινούνταν με 200 km/h στην επικεντρική περιοχή. Μόνο ένα βαγόνι μιας αμαξοστοιχίας εκτροχιάστηκε χωρίς όμως να υπάρξουν θύματα λόγω της εξαιρετικά μειωμένης ταχύτητας του τρένου (Kanamori, 2007; Nakamura et al., 2011).

Το εθνικό σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών που αναπτύχθηκε από την Ιαπωνική Κυβέρνηση μετά τον σεισμό του Κόμπε το 1995 περιλαμβάνει περισσότερους από 2,000 σειсмоγράφους σε σταθερές αποστάσεις μεταξύ τους σε ολόκληρη την Ιαπωνία. Το σύστημα ξεκίνησε να απευθύνεται σε συγκεκριμένους χρήστες τον Αύγουστο του 2006 και στο δημόσιο τον Οκτώβριο του 2007. Από τότε η έγκαιρη προειδοποίηση έχει λειτουργήσει αποτελεσματικά σε πολυάριθμους σεισμούς στέλνοντας σήμα σε δημόσια κτήρια, βιομηχανίες και σιδηροδρομικούς σταθμούς (Hoshiba et al., 2008; Kamigaichi et al., 2009, Doi, 2011). Η Ιαπωνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (JMA) διαχειρίζεται το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης, η λειτουργία του οποίου χωρίζεται σε δυο στάδια. Στο 1^ο στάδιο έχουμε την ανίχνευση του σεισμού, η οποία στηρίζεται στα δεδομένα του πυκνού σεισμολογικού δικτύου της Ιαπωνίας, καθώς και τον προσδιορισμό της αναγκαιότητας αποστολής προειδοποίησης ή όχι. Το 2^ο στάδιο περιλαμβάνει τη μετάδοση της προειδοποίησης στους κατοίκους μέσω κυρίως τηλεόρασης και ραδιοφώνου. Εξειδικευμένες προειδοποιήσεις αποστέλλονται επίσης σε υπεύθυνους επιχειρήσεων και σε βιομηχανικές εγκαταστάσεις, ώστε να ληφθούν τα απαραίτητα μέτρα για τη διακοπή επικίνδυνων εργασιών ή την επιβράδυνση αμαξοστοιχιών (Scientific Earthquake Advisory Committee, 2007). Εκτός από το δίκτυο

σεισμογράφων, υπάρχει και ένα δίκτυο που καταγράφει τη σεισμική ένταση και υπολογίζει με βάση αυτήν τη μέγιστη τιμή έντασης που αναμένεται κατά τη μέγιστη παρατηρούμενη επιτάχυνση του εδάφους. Ακριβώς επειδή η τιμή της σεισμικής έντασης συνδέεται άμεσα με τον βαθμό των αναμενόμενων βλαβών, αυτή η πληροφορία είναι ιδιαιτέρως πολύτιμη. Για να μπορέσει να είναι αποτελεσματική η αποστολή προειδοποιήσεων, η Ιαπωνία χωρίζεται σε 188 ζώνες πρόβλεψης η κάθε μια από τις οποίες έχει δεκάδες όργανα πρόβλεψης της σεισμικής έντασης που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της αναμενόμενης σεισμικής έντασης στη συγκεκριμένη ζώνη και με βάση αυτήν να σταλεί σήμα προειδοποίησης (Yamasaki, 2011).

Η Ιαπωνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, για την αποστολή προειδοποιήσεων ή την ενεργοποίηση συναγερμών, χρησιμοποιεί διάφορα μέσα όπως μεγάφωνα σε εξωτερικούς χώρους, το ραδιόφωνο και την τηλεόραση με σκοπό τη μετάδοση της προειδοποίησης στο κοινό το συντομότερο δυνατό, ενώ αποστέλλονται και προσωπικά μηνύματα στα κινητά τηλέφωνα (Udu-gama, 2009).

Τον Μάρτιο του 2011 στην περιοχή Tohoku συνέβη ο μεγαλύτερος σεισμός που έχει υποστεί η Ιαπωνία από το 1900 μεγέθους $M_w=9.1$ ο οποίος προκάλεσε τον θάνατο 15.894 ανθρώπων και τον τραυματισμό 6.152. Το 92.5% των θυμάτων πνίγηκε λόγω του τσουνάμι που ακολούθησε. Όσον αφορά το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης, έδωσε σήμα στην περιοχή Sendai (129 km δυτικά του epicέντρου) 15 sec πριν την άφιξη των κυμάτων S, ενώ το Τόκιο έλαβε προειδοποίηση 65.1 sec πριν την άφιξη των σεισμικών κυμάτων (Henn, 2011; USGS, 2011). Οι προειδοποιήσεις μεταδόθηκαν στο ευρύ κοινό μέσω τηλεόρασης και ραδιοφώνου ενώ 52.000 άνθρωποι έλαβαν μήνυμα στο κινητό τους τηλέφωνο. Ακόμη, 11 τρένα ακινητοποιήθηκαν πριν την ισχυρή εδαφική κίνηση ενώ 40 από τους 42 ανελκυστήρες των κτηρίων της Κυβέρνησης στο Τόκιο, σταμάτησαν στον πλησιέστερο όροφο και εκκενώθηκαν (Tokyo Metropolitan Government, 2010; Vervaeck and Daniell, 2011). Ωστόσο, το σύστημα εμφάνισε σημαντικά σφάλματα ως προς την εκτιμώμενη και την παρατηρούμενη ένταση στις διάφορες περιοχές (**Εικόνα 2.4**). Το σφάλμα οφείλεται στο γεγονός ότι το σύστημα προειδοποίησης υποθέτει ότι η πηγή του σεισμού είναι ένα σημείο (Olson et al., 2011). Ωστόσο, στη συγκεκριμένη περίπτωση, το ρήγμα ολίσθησε κατά μήκος μιας επιφάνειας 300 km μήκους και 150 km πλάτους (USGS, 2011). Αυτό είχε ως αποτέλεσμα το σύστημα να μην μπορεί να αναγνωρίσει τη δισδιάστατη φύση της πηγής και συνεπώς να υποτιμήσει τόσο το μέγεθος όσο και την ένταση στις αναμενόμενες πληγείσες περιοχές (Cyranoski, 2011; Yamada, 2011).



Εικόνα 2.4: Απεικόνιση αναμενόμενης (δεξιά) και παρατηρηθείσας (αριστερά) σεισμικής έντασης Ιαπωνικής κλίμακας Shindo (Japan's Shindo scale) για τον σεισμό του Tohoku (Yamasaki, 2011).

2.5.2 ΜΕΞΙΚΟ

Το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών που λειτουργεί σήμερα στο Μεξικό αποτελείται από δυο επιμέρους συνιστώσες: το σύστημα SAS (Seismic Alert System) για την πολιτεία του Μεξικό και του Γκερρέρο και το σύστημα SASO για την πολιτεία Οαχάκα. Το SAS αναπτύχθηκε μετά από τον σεισμό της 19^{ης} Σεπτεμβρίου 1985 ($M=8.1$) ο οποίος επέφερε τον θάνατο 10.000 ανθρώπων και τον τραυματισμό άλλων 30.000. Τον Αύγουστο του 1991, το σύστημα ξεκίνησε να παρέχει προειδοποίηση σε μικρό αριθμό χρηστών, μεταξύ αυτών 25 σχολεία και το μετρό. Τον Μάιο του 1993, προειδοποίησε με επιτυχία για έναν σεισμό μεγέθους $M=6.0$. Μετά από κάποιους μήνες, τον Αύγουστο της ίδιας χρονιάς, το σύστημα ξεκίνησε την παροχή δημοσίων προειδοποιήσεων, αναδεικνύοντάς το ως το πρώτο σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών στον κόσμο το οποίο απευθύνεται στο κοινό (Espinosa-Aranda et al., 1995). Οι ισχυροί σεισμοί εκδίδουν σήμα προειδοποίησης το οποίο διανέμεται μέσω 58 δημόσιων ραδιοφωνικών σταθμών AM και FM καθώς και 6 τηλεοπτικών καναλιών στην πολιτεία του Μεξικό. Ακόμη, περισσότεροι από 250 χρήστες λαμβάνουν προσωπικές προειδοποιήσεις. Πρόκειται κυρίως για σχολεία πρωτοβάθμιας και δευτεροβάθμιας εκπαίδευσης, πανεπιστήμια, υπηρεσίες εκτάκτου ανάγκης και ασφάλειας, κτίρια κρατικών υπηρεσιών, οργανισμούς προστασίας του πολίτη και το μετρό (Allen et al.,

2009). Τέλος, προειδοποιητικά δελτία από το SAS κοινοποιούνται σε περισσότερους από 1800 χρήστες μέσω email ή αναρτώνται στην επίσημη ιστοσελίδα του.

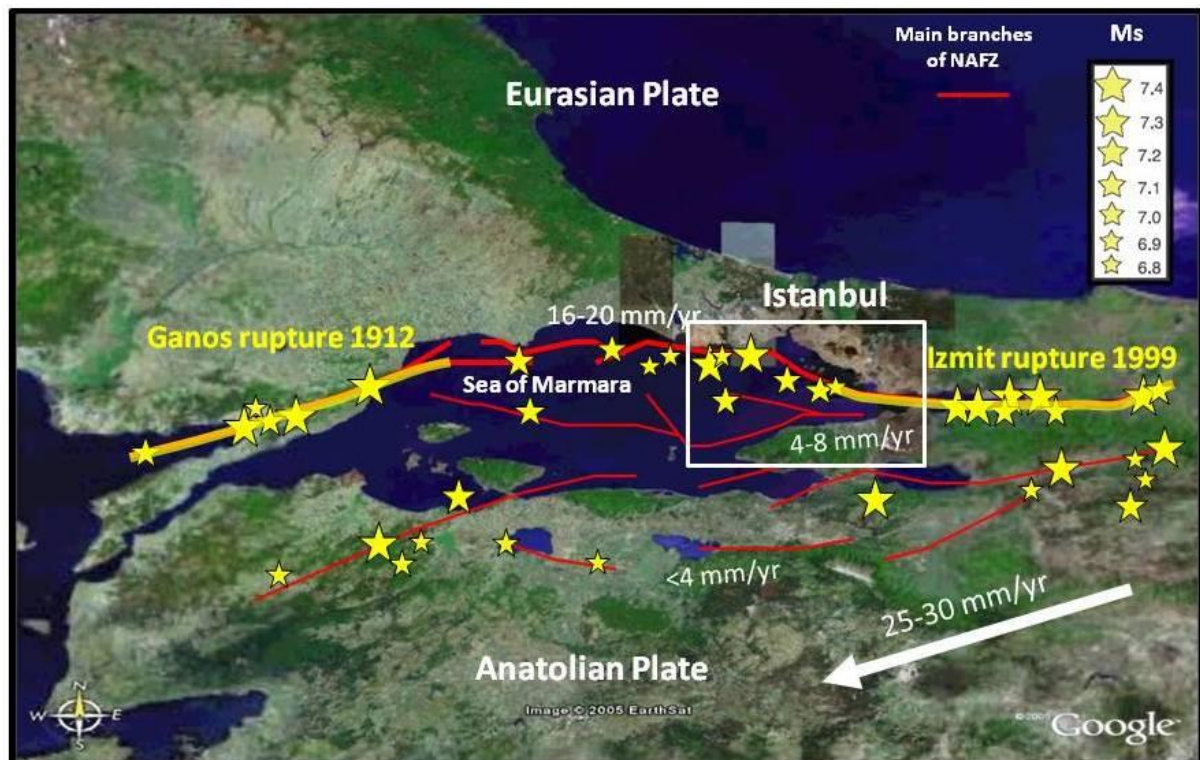
Σήμερα, το SAS χρησιμοποιεί ένα δίκτυο επιταχυνσιογράφων, εγκατεστημένων κατά μήκος των ακτών του Γκερρέρο, σε απόσταση ~320 km νότια της πολιτείας του Μεξικό. Όταν το μέγεθος ενός σεισμού είναι $M \geq 6$ τότε ο σεισμός χαρακτηρίζεται από το σύστημα ως ισχυρός. Σε περίπτωση που δυο ή περισσότεροι σταθμοί καταγράφουν ισχυρό σεισμό τότε ακολουθεί δημόσια προειδοποίηση. Όταν το μέγεθος του σεισμού είναι $6 > M \geq 5$ τότε ο σεισμός θεωρείται ενδιάμεσος και αν υπάρξει αναφορά τέτοιου σεισμού από δυο ή περισσότερους σταθμούς τότε ακολουθεί προληπτική προειδοποίηση. Το SAS δεν προχωράει σε αποστολή προειδοποίησης πριν την άφιξη των κυμάτων S, ωστόσο λόγω των μεγάλων αποστάσεων είναι δυνατή η προειδοποίηση περίπου ένα λεπτό πριν την άφιξη των καταστρεπτικών σεισμικών κυμάτων (Suarez et al., 2009).

Σήμερα με εφαρμογές όπως η SkyAlert και η Alerta Sísmica DF, ο καθένας μπορεί να λαμβάνει μήνυμα έγκαιρης προειδοποίησης στο κινητό του.

Το σύστημα SASO είναι νεότερο του SAS και ξεκίνησε το 2003. Έχει τον ίδιο τρόπο λειτουργίας με το SAS χρησιμοποιώντας απλώς διαφορετικό δίκτυο σεισμολογικών σταθμών κατά μήκος της πολιτείας Οαχάκα. Στις 19 Σεπτεμβρίου 2017, ισχυρός σεισμός με εστιακό βάθος 51 km, μεγέθους $M_w=7.1$, έλαβε χώρα 120 km νοτιοανατολικά της πόλης του Μεξικό, κοντά στην περιοχή Puebla (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage>). Το SAS έστειλε επιτυχώς σήμα προειδοποίησης για τον σεισμό και άρχισε να χτυπάει συναγερμός στο κέντρο της πόλης 15 sec πριν την άφιξη των καταστρεπτικών σεισμικών κυμάτων (<https://twitter.com/FreedomSocietyX/status/910222184211087361>).

2.5.3 ΤΟΥΡΚΙΑ

Η Τουρκία, είναι μια ιδιαίτερα σεισμογενής χώρα η οποία πλήττεται από ισχυρούς σεισμούς που συμβαίνουν κατά μήκος του ρήγματος της Βορείου Ανατολίας το οποίο διασχίζει τις βόρειες περιοχές της Τουρκίας και φθάνει στην Ανατολία. Το ρήγμα έχει μήκος 1.400 km και αποτελεί όριο μεταξύ της μικροπλάκας της Ανατολίας, η οποία κινείται προς τα δυτικά, και της Ευρασιατικής πλάκας. Το ρήγμα της Ανατολίας μετακινείται 2.5-3.0 cm/yr προς τα δυτικά (Bohnhoff et al., 2011), έχοντας ανάμεσά του το ρήγμα της Ευρασίας και της Αραβικής χερσονήσου (Εικόνα 2.5). Η κίνησή του είναι ιδιαίτερη και αυτή τη στιγμή θεωρείται το πιο ενεργό ρήγμα στην Ευρώπη, έχοντας προκαλέσει τεράστιες καταστροφές τα τελευταία 100 χρόνια.



Εικόνα 2.5: Ρήγμα Βορείου Ανατολίας στη ΒΔ Τουρκία. Με κόκκινες γραμμές παρουσιάζονται τα ρήγματα, με κίτρινες οι κύριες διαρρήξεις στην περιοχή κατά το χρονικό διάστημα 1912-1999. Τα αστέρια είναι τα επίκεντρα ισχυρών σεισμών ($M > 6.8$) που έγιναν τα τελευταία 2000 χρόνια (Ambraseys, 2002; Parsons, 2004). Το άσπρο βέλος δείχνει την κίνηση της πλάκας της Ανατολίας σε σχέση με την Ευρασία (Bohnhoff et al., 2011).

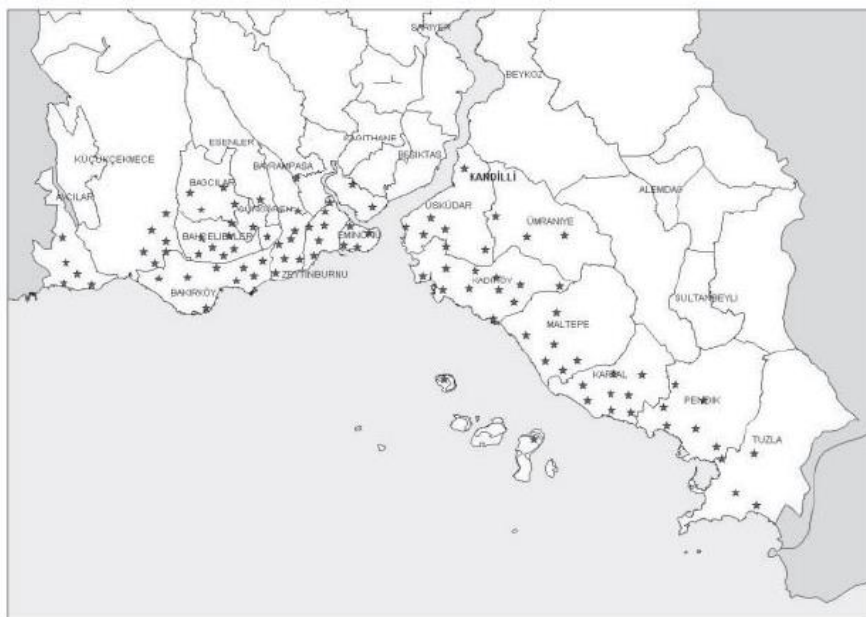
Το 2001, μετά τους καταστρεπτικούς σεισμούς του 1999 στο Ιζμίτ ($M_w=7.5$) και στο Ντούτσε ($M_w=7.2$) στο ρήγμα της Βορείου Ανατολίας, ανατολικά της θάλασσας του Μαρμαρά, ξεκίνησε η εγκατάσταση συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών στην Τουρκία. Ένας ακόμη λόγος για την ύπαρξη του εν λόγω συστήματος ήταν και η προς τα δυτικά μετανάστευση της σεισμικότητας προς την Κωνσταντινούπολη (Pinar et al., 2013). Αρχικά, εγκαταστάθηκαν συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης σε μεμονωμένα υψηλά κτήρια και στον σταθμό ηλεκτροπαραγωγής ενώ στη συνέχεια εγκαταστάθηκε σύστημα για την κάλυψη της Πόλης. Ένα δίκτυο 10 χερσαίων και 5 υποθαλάσσιων σειсмоγράφων, εγκατεστημένων κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της θάλασσας του Μαρμαρά, χρησιμοποιείται για το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών (**Εικόνα 2.6**). Προσομοιώσεις του συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης που έγιναν για 280 σεισμούς απεικονίζουν ένα χρονικό διάστημα μεταξύ 0-30 sec προειδοποίησης για την Μητροπολιτική περιοχή της Κωνσταντινούπολης. Το σύστημα προειδοποιεί μετά την υπέρβαση προκαθορισμένων ορίων εδαφικής μετατόπισης σε δυο ή περισσότερους σταθμούς (Allen et al., 2009). Το σήμα έγκαιρης προειδοποίησης αποτελείται από τρία επίπεδα συναγερμού και γνωστοποιείται στους κατάλληλους

φορείς. Τα συστήματα διακοπής λειτουργίας εγκαταστάσεων στον εκάστοτε φορέα προχωρούν αυτόματα στις κατάλληλες ενέργειες ανάλογα με το επίπεδο του συναγερμού. Ένας από τους σημαντικότερους αποδέκτες σήματος έγκαιρης προειδοποίησης είναι η εταιρεία διανομής φυσικού αερίου στην Κωνσταντινούπολη (IGDAS) η οποία έχει υπό τον έλεγχό της 9.867 km αγωγών φυσικού αερίου. Από το 2005, τα κτήρια της Κωνσταντινούπολης που χρησιμοποιούν φυσικό αέριο υποχρεούνται να εγκαταστήσουν σεισμόμετρα τα οποία αυτόματα δίνουν σήμα για μείωση της ροής του φυσικού αερίου όταν γίνει υπέρβαση των προκαθορισμένων ορίων εδαφικής μετατόπισης. Η IGDAS χρησιμοποιεί ένα εξελιγμένο σύστημα εποπτικού ελέγχου και λήψης δεδομένων για την παρακολούθηση της κατάστασης του δικτύου των αγωγών. Υπάρχουν μηχανισμοί διακοπής ροής στα κανάλια του δικτύου σε 581 τοποθεσίες οι οποίες επιτρέπουν τις κατάλληλες ενέργειες ανάλογα με την επιτάχυνση του εδάφους. Το σήμα έγκαιρης προειδοποίησης μεταδίδεται επίσης στο σύστημα Marmarey που περιλαμβάνει υποθαλάσσια σήραγγα κάτω από το στενό του Βοσπόρου. Μέσα στη σήραγγα έχουν εγκατασταθεί μηχανήματα για την έγκαιρη προειδοποίηση σε περίπτωση έντονης εδαφικής μετατόπισης.



Εικόνα 2.6: Δίκτυο σταθμών που χρησιμοποιούνται για την έγκαιρη προειδοποίηση (Zulficar et al., 2014).

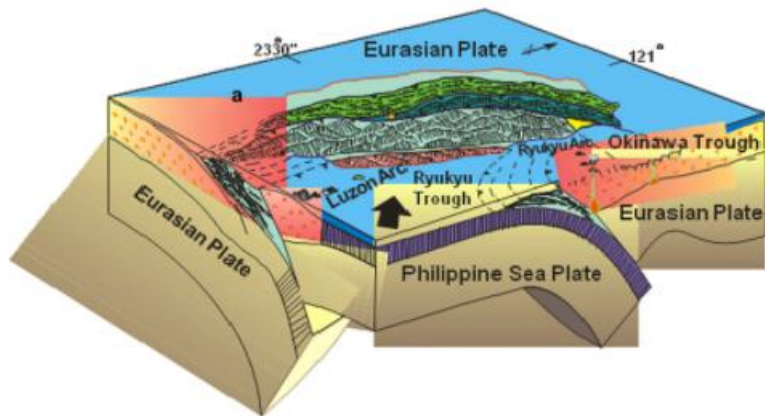
Στην Κωνσταντινούπολη εκτός από το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης υπάρχει και σύστημα ταχείας αντίδρασης (Earthquake Rapid Response System) οποίο στηρίζεται σε ένα δίκτυο 110 σταθμών στην ευρύτερη περιοχή της Κωνσταντινούπολης. Σκοπός του συγκεκριμένου δικτύου είναι η παροχή αξιόπιστων και άμεσων πληροφοριών για τα χαρακτηριστικά του σεισμού καθώς και η δημιουργία χαρτών (έντασης, βλαβών, θυμάτων αμέσως μετά το σεισμό) με σκοπό την αποστολή συνεργείων διάσωσης στις κατάλληλες περιοχές.



Εικόνα 2.7: Σύστημα Ταχείας Αντίδρασης (Erdik et al., 2003).

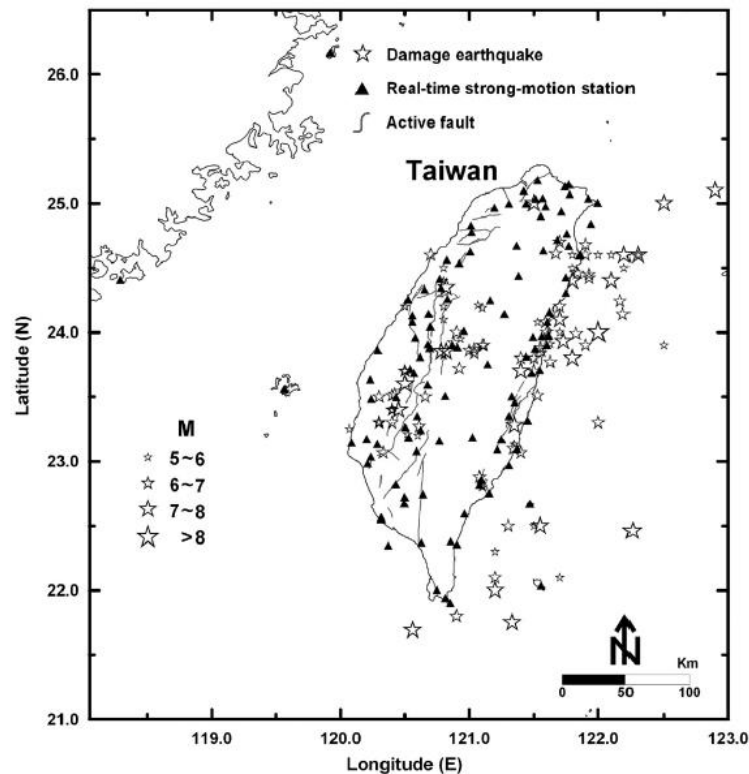
2.5.4 TAIBAN

Η Ταιβάν βρίσκεται μεταξύ της τεκτονικής πλάκας της Ευρασίας και της μικροπλάκας των Φιλιπινών. Η πλάκα της Ευρασίας υποβυθίζεται προς τα ανατολικά κάτω από την ωκεάνια πλάκα των Φιλιπινών στο νότιο άκρο της Ταιβάν (**Εικόνα 2.8**). Πρόκειται για ένα περίπλοκο τεκτονικό όριο που συνδυάζει δυο ζώνες υποβύθισης εξαιτίας του οποίου η Ταιβάν έχει υποστεί πολλούς ισχυρούς σεισμούς. Ισχυροί σεισμοί στο παρελθόν έχουν προκαλέσει τόσο την απώλεια ανθρώπινων ζωών όσο και υλικών και οικονομικών ζημιών. Υπολογίζεται πως κάθε χρόνο, στην ευρύτερη περιοχή, λαμβάνουν χώρα 18.000 σεισμοί ενώ πολυάριθμοι καταστρεπτικοί σεισμοί έχουν προκαλέσει θύματα και υλικές ζημιές κατά τον τελευταίο αιώνα με χαρακτηριστικά παραδείγματα τους σεισμούς του Meishan το 1906 ($M_L = 7.1$) με 1258 νεκρούς, του Hsinchu-Taichung το 1935 ($M_L = 7.1$) με 3276 νεκρούς και του Chi-Chi ($M_L = 7.3$) το 1999, με 2455 νεκρούς.



Εικόνα 2.8: Γεωτεκτονικό καθεστώς της Ταιβάν (Walia et al., 2009).

Ο καταστρεπτικός σεισμός της 15^{ης} Νοεμβρίου του 1986 μεγέθους $M_w=7.8$ στην περιοχή Hualien αποτέλεσε το κίνητρο για τη δημιουργία ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών (Hsiao et al., 2009). Από το 1995 υπήρχε δίκτυο σταθμών καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης το οποίο σήμερα αποτελείται από περισσότερους από 100 σταθμούς (**Εικόνα 2.9**). Από το 2001 το δίκτυο αυτό χρησιμοποιείται και για την έγκαιρη προειδοποίηση σεισμών. Το χρονικό διάστημα 2001-2009 ανίχνευσε 225 σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου από 4.5 στην Ταιβάν και τα ευρύτερα περιθώριά της (Hsiao et al., 2009). Ωστόσο, το συγκεκριμένο σύστημα ήταν σε θέση να επιλύσει τον σεισμό 20 sec μετά τη γένεση του, με αποτέλεσμα τη δημιουργία μια τυφλής ζώνης σε ακτίνα περίπου 70 km από το επίκεντρο. Αργότερα, χρησιμοποιήθηκε το πλάτος των κυμάτων P για να υπολογιστεί, σε μικρότερο χρονικό διάστημα, μέσω εμπειρικών σχέσεων το μέγεθος του σεισμού (Hsiao et al., 2009). Σήμερα, το σύστημα έχει μειώσει τον χρόνο αποστολής προειδοποίησης σε 10 sec μετά τη γένεση του σεισμού.



Εικόνα 2.9: Χάρτης επικέντρων καταστρεπτικών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Ταιβάν από το 1900 (αστέρια) και σεισμολογικών σταθμών (τρίγωνα) που χρησιμοποιήθηκαν για το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης από το 2001 (Hsiao et al., 2009).

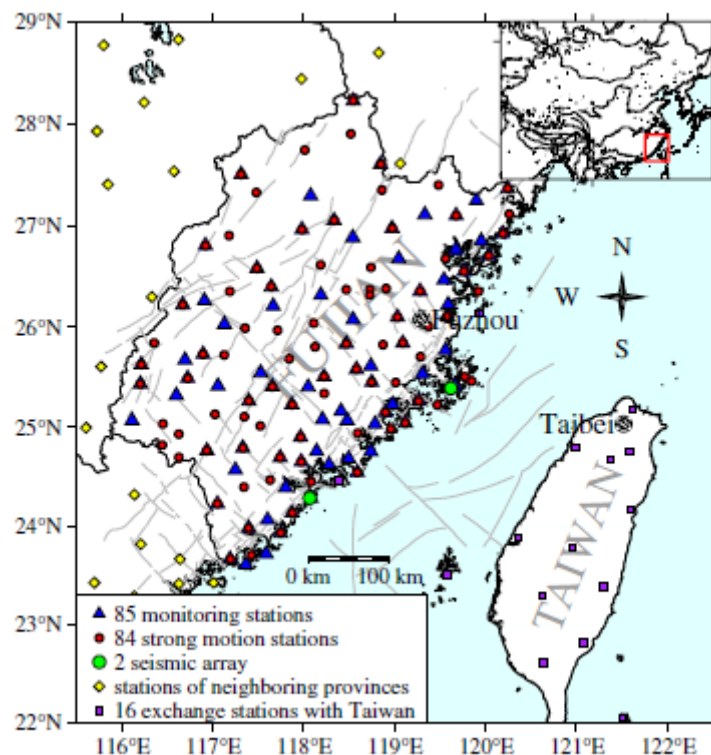
2.5.5 ΚΙΝΑ

Η Κίνα είναι μια χώρα με υψηλή σεισμικότητα. Ισχυροί σεισμοί έχουν προκαλέσει σοβαρές απώλειες σε ανθρώπινες ζωές και υλικές ζημιές. Από το 1900, στην ηπειρωτική Κίνα έχουν συμβεί 417 σεισμοί μεγέθους $6.0 \leq M \leq 6.9$, 70 μεγέθους $7.0 \leq M \leq 7.9$ και 7 σεισμοί μεγέθους $M \geq 8.0$ οι οποίοι προκάλεσαν περισσότερους από 660.000 θανάτους (Honglei and Mooney, 2014). Λόγω της τόσο έντονης σεισμικότητας, προέκυψε η ανάγκη ανάπτυξης ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών. Η συγκεκριμένη ανάγκη έγινε ακόμα πιο έντονη μετά τον καταστροφικό σεισμό του Wenchuan το 2008 ($M=8.0$), οπότε ξεκίνησαν οι προσπάθειες για τη δημιουργία ενός εθνικού συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών (Peng et al., 2011). Το 2009, αναπτύχθηκε σύστημα για την επαρχία Fujian το οποίο δοκιμάστηκε online τον Νοέμβριο του 2012 και εντόπισε επιτυχώς σεισμούς με επίκεντρα στη Φουτζιάν και την Ταιβάν. Από τον Ιανουάριο του 2015 αποστέλλονται προειδοποιήσεις μέσω μηνυμάτων σε κινητά τηλέφωνα υπαλλήλων του οργανισμού αντισεισμικής προστασίας. Ακόμη, προειδοποιήσεις αποστέλλονται και στο κέντρο ελέγχου των σιδηροδρόμων, ώστε σε περίπτωση ισχυρού σεισμού να ακινητοποιηθούν τα τρένα.

Το σύστημα, χρησιμοποιεί ένα δίκτυο 125 σταθμών με μέση απόσταση μεταξύ τους τα 31 km.

Μετά από αξιολόγηση του συστήματος για τη λειτουργία του σε 165 σεισμούς (83 στην ενδοχώρα και 82 κοντά στα παράλια) τα αποτελέσματα έδειξαν σφάλμα 4.6 ± 4 km για σεισμούς που έγιναν στην ενδοχώρα. Ωστόσο, για τους σεισμούς που έγιναν κοντά στις ακτές το σφάλμα ήταν 30.6 ± 31.4 km. Συνολικά το σύστημα δεν έστειλε καμία λάθος προειδοποίηση, ωστόσο δυο σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από $M=4.0$ που έγιναν στην Ταιβάν δεν εντοπίστηκαν λόγω της έλλειψης σταθερότητας του δικτύου. Χαρακτηριστικό παράδειγμα καλής λειτουργίας του συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης αποτέλεσε ο σεισμός του 2013 στο Hualian, μεγέθους $M_w=6.7$. Στις παράκτιες περιοχές της Fujian έφθασε προειδοποίηση τουλάχιστον 40 sec πριν την άφιξη της ισχυρής εδαφικής κίνησης (Hongcai et al., 2016).

Εκτός από την επαρχία Fujian, συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης λειτουργούν και στις περιοχές Beijing και Gansu. Η τελευταία βρίσκεται στην δυτική Κίνα και χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα υψηλή σεισμική δραστηριότητα. Η Κίνα βρίσκεται σε κατάσταση ενίσχυσης των υφιστάμενων και δημιουργίας νέων συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών ενώ μέσα στους άμεσους στόχους είναι η αποστολή προειδοποιήσεων στο ευρύ κοινό και όχι μόνο σε υπηρεσίες και οργανισμούς.



Εικόνα 2.10: Κατανομή σταθμών του σεισμολογικού δικτύου στην ευρύτερη περιοχή της Fujian (Hongcai et al., 2016).

2.5.6 ΒΟΥΚΟΥΡΕΣΤΙ

Το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών που αναπτύχθηκε στο Βουκουρέστι εκμεταλλεύεται την εξαιρετικά εντοπισμένη πηγή μεγάλου μεγέθους σεισμών στη Μεσαιωνική περιοχή Βράντσεα (Vrancea) στα νοτιοανατολικά Καρπάθια. Στην περιοχή, κατά τον τελευταίο αιώνα, έλαβαν χώρα τέσσερις μεγάλοι σεισμοί. Στις 10 Νοεμβρίου 1940 μεγέθους $M_w=7.7$, στις 4 Μαρτίου 1977 μεγέθους $M_w=7.4$, στις 30 Αυγούστου 1986 μεγέθους $M_w=7.1$ και στις 30 Μαΐου 1990 μεγέθους $M_w=6.9$ (Onicescu et al., 1999). Όλοι οι προαναφερθέντες ισχυροί σεισμοί έχουν λάβει χώρα σε ενδιάμεσα εστιακά βάθη μεταξύ 70 και 180 χιλιομέτρων και σε μια περιοχή 40 km x 80 km x 110 km στην Βράντσεα σε υποκεντρικές αποστάσεις ~160 km από το Βουκουρέστι (Böse et al., 2007). Ένα δίκτυο σταθμών εγκατεστημένων στην περιοχή Βραντσέα χρησιμοποιείται για να εντοπίζει τους σεισμούς και στη συνέχεια να στείλει σήμα προειδοποίησης σε βιομηχανικές εγκαταστάσεις στο Βουκουρέστι, προσφέροντας χρονικό προβάδισμα 20-25 sec πριν την ισχυρή εδαφική κίνηση (Wenzel et al., 1999; Bose et al., 2007). Το σύστημα στέλνει επίσης σήμα προειδοποίησης στο Εθνικό Ινστιτούτο Φυσικής και Πυρηνικής Μηχανικής (Ionescu et al., 2007).

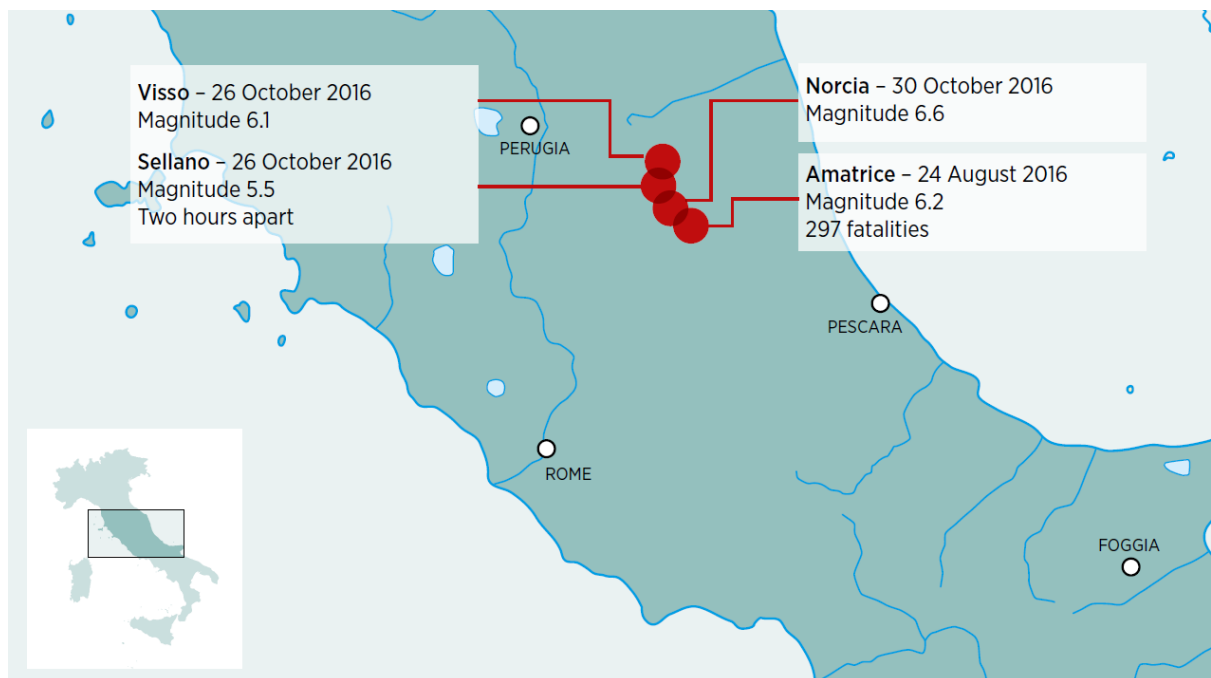
2.5.7 ΚΑΛΙΦΟΡΝΙΑ

Οι σεισμοί αποτελούν μια εθνική πρόκληση για τις Ηνωμένες Πολιτείες καθώς πάνω από 143 εκ. Αμερικάνοι ζουν σε περιοχές υψηλού σεισμικού κινδύνου σε 39 πολιτείες με τα μεγαλύτερα ποσοστά στις δυτικές πολιτείες. Μάλιστα, εκτιμάται πως μέσα στα επόμενα 30 χρόνια η Καλιφόρνια έχει 99.7% πιθανότητα εκδήλωσης σεισμού μεγέθους 6.7 ή μεγαλύτερου (<https://www.shakealert.org/>). Με σκοπό τη μείωση του σεισμικού κινδύνου, το USGS (United States Geological Survey), από το 2006, συνεργάζεται με πανεπιστήμια, ινστιτούτα τεχνολογίας και οργανισμούς, με σκοπό τη δημιουργία ενός πρότυπου συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης για τις Ηνωμένες Πολιτείες και ειδικά για τις δυτικές πολιτείες Καλιφόρνια, Όρεγκον και Ουάσιγκτον. Ένα τέτοιο σύστημα που ονομάζεται “ShakeAlert” στέλνει δοκιμαστικές προειδοποιήσεις σε επιλεγμένους χρήστες στην Καλιφόρνια από τον Ιανουάριο του 2012. Το σύστημα χρησιμοποιεί το σεισμολογικό δίκτυο CISEN (California Integrated Seismic Network) το οποίο αποτελείται από περίπου 400 σταθμούς. Τον Φεβρουάριο του 2016, το USGS με τους συνεργάτες του έθεσαν σε εφαρμογή την νέα έκδοση του δοκιμαστικού συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης ShakeAlert. Το συγκεκριμένο σύστημα δεν υποστηρίζει ακόμα δημόσιες προειδοποιήσεις. Το USGS θα εκδίδει προειδοποιήσεις για ενδεχόμενους καταστρεπτικούς σεισμούς τις οποίες θα στέλνει σε κυβερνητικούς οργανισμούς και ιδιώτες μόλις το σύστημα ShakeAlert ικανοποιήσει τα πρότυπα ποιότητας και αξιοπιστίας. Στόχος είναι μέχρι το 2018 να ξεκινήσουν περιορισμένες δημόσιες ανακοινώσεις.

3. PRESTO (PROBALISTIC AND EVOLUTIONARY EARLY WARNING SYSTEM)

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Ιταλία είναι μια χώρα με έντονη σεισμική δραστηριότητα με τα νότια Απέννινα να εντάσσονται μεταξύ των περιοχών υψηλότερου σεισμικού κινδύνου στη χώρα. Στις 24 Αυγούστου 2016 ισχυρός σεισμός έλαβε χώρα στην κεντρική Ιταλία σε απόσταση 10 km από την περιοχή Norcia με εστιακό βάθος 10 km. Ακολούθησαν ισχυροί μετασεισμοί οι οποίοι επέφεραν 297 θανάτους και πάνω από 400 τραυματισμούς (GSMA, 2017). Στις 26 Οκτωβρίου δυο ακόμη ισχυροί μετασεισμοί έλαβαν χώρα προκαλώντας σοβαρές καταστροφές (Εικόνα 3.1).



Εικόνα 3.1: Χάρτης ισχυρών σεισμών του Αυγούστου και του Οκτωβρίου 2016 στην κεντρική Ιταλία (GSMA, 2017).

Ο σεισμός του Αυγούστου προκλήθηκε από ρήγμα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ στα κεντρικά Απέννινα. Τα Απέννινα είναι μια μεγάλη οροσειρά που οφείλει τη δημιουργία της στην υποβύθιση της Αδριατικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Λόγω της τεκτονικής και γεωλογικής πολυπλοκότητας, η περιοχή έχει υποστεί πολλούς ισχυρούς σεισμούς στο παρελθόν (Πίνακας 1).

Πίνακας 1. Ισχυροί σεισμοί στην Ιταλία.

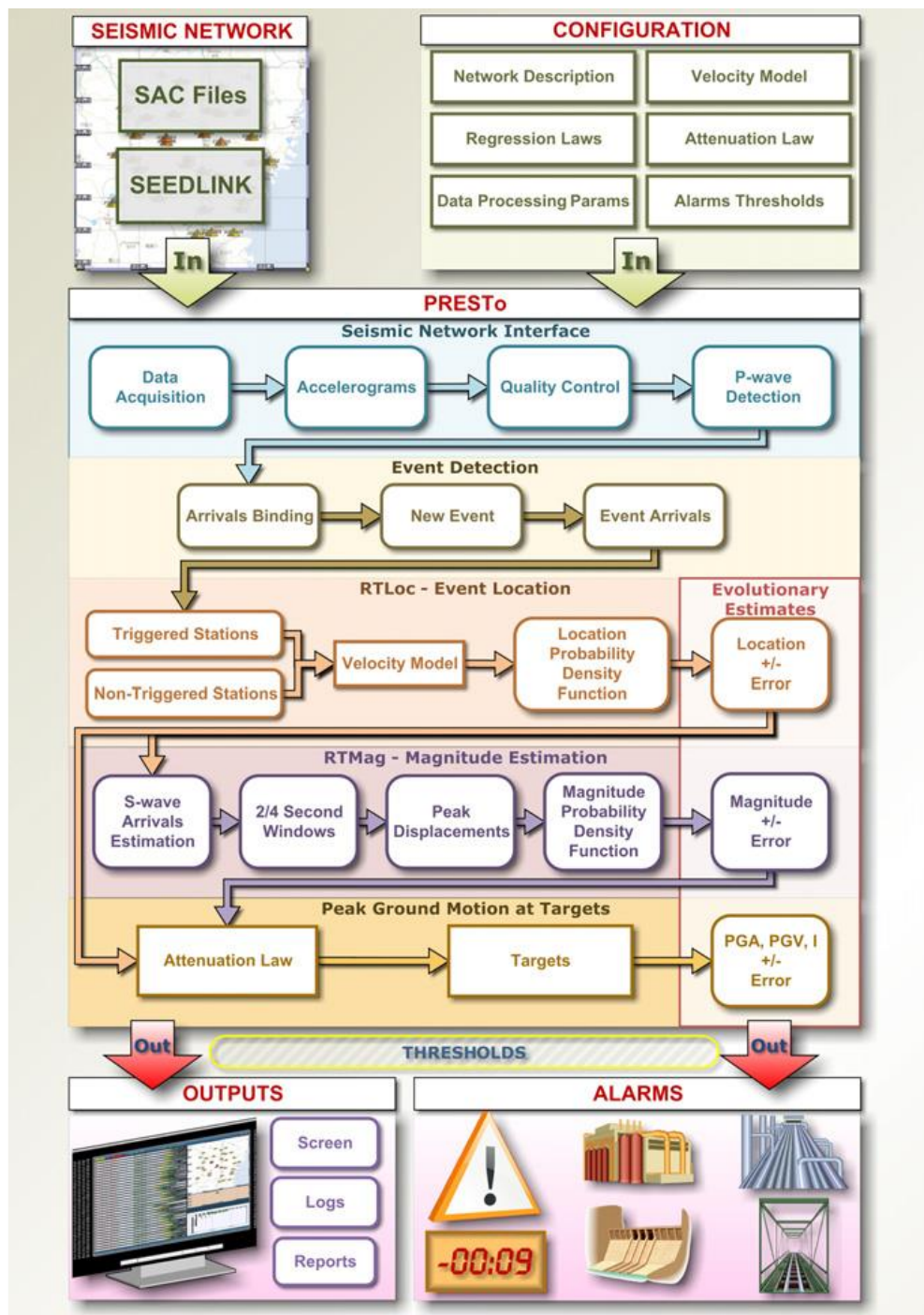
ΜΕΓΕΘΟΣ (Mw)	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΠΕΡΙΟΧΗ	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ
7.2	28 Δεκεμβρίου 1908	Μεσσίνα	82,000 θύματα
6.7	13 Ιανουαρίου 1915	Αβετζάνο	32,000 θύματα
6.9	23 Νοεμβρίου 1980	Έμπολι	2,735 θύματα, 7,500 τραυματίες
6.3	06 Απριλίου 2009	Αμπρούτσο	295 θύματα, 1000 τραυματίες, 55,000 άστεγοι
6	20 και 30 Μαΐου 2012	Εμίλια-Ρομάνια	24 θύματα, 350 τραυματίες, 15,000 άστεγοι

Λόγω της ισχυρής σεισμικότητας ξεκίνησε το 2005 η ανάπτυξη ενός τοπικού σεισμολογικού δικτύου το οποίο ονομάζεται ISNet (Irpinia Seismic network) και έχει δυο βασικούς στόχους. Αφενός την παροχή υψηλής ποιότητας δεδομένων με σκοπό τη χρήση τους για μελέτες σχετικά με τα σεισμογενή ρήγματα στην περιοχή, και αφετέρου τη δοκιμή ενός πρότυπου συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών (Satriano et al., 2011). Το σεισμολογικό δίκτυο ISNet είναι εγκατεστημένο στα Ν. Απέννινα, αποτελείται από 28 σταθμούς και καλύπτει μια περιοχή 100x70 km² (<http://www.rissclab.unina.it/en/projects-all/46-isnet-irpinia-seismic-network-2>). Στο πλαίσιο της πειραματικής προσέγγισης ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης, το οποίο βασίζεται σε δίκτυο σταθμών, ξεκίνησε το 2006 η ανάπτυξη τεχνικών, σε πραγματικό χρόνο, για τον άμεσο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων (επίκεντρο, εστιακό βάθος, χρόνος γένεσης, μέγεθος). Αυτές οι τεχνικές εξελίσσονται με τον χρόνο βελτιώνοντας συνεχώς τον αυτόματο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων. Η επίλυση συνεχίζεται παράλληλα με τη λήψη δεδομένων και βελτιώνεται με τον χρόνο, καθώς τα σεισμικά κύματα αφικνούνται σε επιπλέον σταθμούς.

Η τρέχουσα εφαρμογή του PRESTo στηρίζεται στο σεισμολογικό δίκτυο ISNet για να εκτιμήσει το επίκεντρο και το μέγεθος ενός σεισμού και να προβλέψει την εδαφική κίνηση σε συγκεκριμένους απομακρυσμένους στόχους (π.χ. μια πόλη). Οι υπολογιζόμενες παράμετροι βελτιώνονται συνεχώς όσο νέα δεδομένα είναι διαθέσιμα από τους σταθμούς. Ο βασικός δομικός κορμός λειτουργίας του συστήματος αποτελείται από 5 υποενότητες (**Εικόνα 3.2**):

1. Ανάκτηση και επεξεργασία της κυματομορφής
2. Ανίχνευση γένεσης σεισμού

3. Προσδιορισμός επικέντρου σε πραγματικό χρόνο
4. Προσδιορισμός μεγέθους σε πραγματικό χρόνο
5. Εκτίμηση αναμενόμενης εδαφικής μετατόπισης σε προκαθορισμένους στόχους



Εικόνα 3.2: Σχεδιάγραμμα ροής δεδομένων και τρόπου λειτουργίας του PRESTo (Satriano et al., 2011).

3.2 ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ PRESTo

1. Λεπτομέρειες υλοποίησης προγράμματος

Το PRESTo χρησιμοποιεί γλώσσα προγραμματισμού C++ (Stroustrup, 1997) η οποία παρέχει βέλτιστες επιδόσεις ταχύτητας, γεγονός που αποτελεί βασικό στοιχείο για ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης. Ο αλγόριθμος είναι συμβατός με Windows, Linux και Mac OS X (SDL, 2009). Το λογισμικό είναι οργανωμένο σε έναν κεντρικό πυρήνα ο οποίος υλοποιεί τις διαδικασίες επεξεργασίας κατά τη διάρκεια ενός σεισμού καθώς και πρόσθετες λειτουργίες επεξεργασίας οι οποίες ρυθμίζουν τη συλλογή των δεδομένων και την ανάλυση των κυματομορφών.

2. Ανάκτηση δεδομένων

Το PRESTo χρησιμοποιεί δεδομένα από σταθμούς τριών συνιστωσών είτε σε πραγματικό χρόνο ή σε διαδικασία προσομοίωσης. Η ανάκτηση δεδομένων εδαφικής μετατόπισης σε πραγματικό χρόνο βασίζεται σε ένα ισχυρό και ευρέως χρησιμοποιούμενο ψηφιακό πρωτόκολλο για τη μετάδοση δεδομένων σε μορφή κυματομορφών (Seedlink, 2009). Στη λειτουργία προσομοίωσης τα δεδομένα εισόδου αποθηκεύονται σε αρχεία (ένα για κάθε συνιστώσα) σε μορφή SAC (SAC, 2009). Στη συνέχεια, το PRESTo διαβάζει τα αρχεία αυτά και τα μετατρέπει σε πακέτα δεδομένων Seedlink του ενός δευτερολέπτου. Ταυτόχρονα υπάρχει η δυνατότητα ρύθμισης τυχαίων καθυστερήσεων και ρυθμιζόμενων κενών στη διαδικασία, με σκοπό να την προσομοιάζει όσο το δυνατόν καλύτερα σε πραγματικό χρόνο.

3. Εντοπισμός αφίξεων (arrival detection)

Σε αυτό το στάδιο χρησιμοποιούνται ανιχνευτές σεισμικών φάσεων και σχετικοί αλγόριθμοι για βελτιστοποιημένη σεισμική παρακολούθηση. Ο βελτιωμένος αυτός αλγόριθμος έχει σκοπό τη σταθερή λειτουργία σε συνθήκες πραγματικού χρόνου (Lomax et al., 2012).

4. Προσδιορισμός υποκέντρου

Για τον προσδιορισμό του υποκέντρου χρησιμοποιούνται οι χρόνοι άφιξης των P κυμάτων σε κάθε σταθμό, καθώς και η απουσία άφιξης σε άλλους σταθμούς, στους οποίους δεν έχουν φτάσει ακόμη τα P κύματα. Η τεχνική αυτή ονομάζεται RTLoc (Satriano et al., 2008).

5. Εκτίμηση μεγέθους

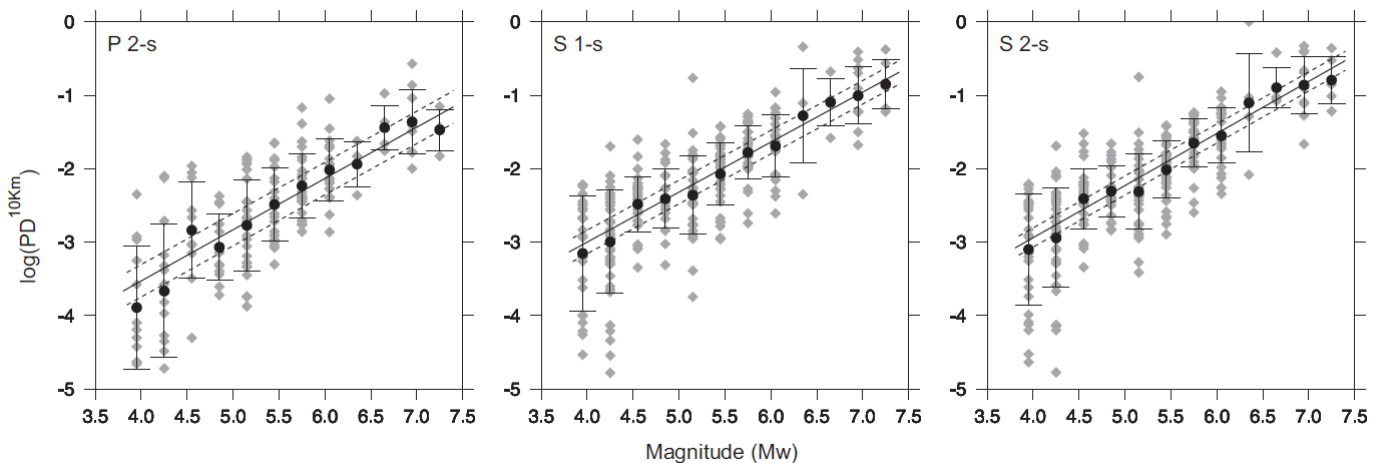
Για την εκτίμηση του μεγέθους σε πραγματικό χρόνο χρησιμοποιείται ο αλγόριθμος RTMag (Lancieri and Zollo, 2008). Πρόκειται για μια εμπειρική σχέση η οποία έχει την εξής μορφή:

$$\log Pd = A + B M + C \log(R/10)$$

όπου R η υποκεντρική απόσταση του σταθμού σε km, M το εκτιμώμενο μέγεθος του σεισμού και A , B , C προκαθορισμένες, από τη διαδικασία της παλινδρόμησης (regression), σταθερές οι οποίες εξαρτώνται από τη φάση (P ή S) και από το παράθυρο του χρόνου για την P φάση, συνήθως 2sec ή 4sec (**2P** και **4P**) και 1 sec ή 2 sec (**1S** και **2S**) για τη φάση S (**Εικόνα 3.3**). Το Pd εκφράζει τη μέγιστη εδαφική μετατόπιση (σε cm) στο επιλεγθέν παράθυρο και καθορίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$Pd = \sqrt{NS^2 + EW^2 + UD^2}$$

όπου NS , EW , UD οι τρεις συνιστώσες: Βορράς-Νότος, Ανατολή-Δύση και κατακόρυφη, αντίστοιχα.

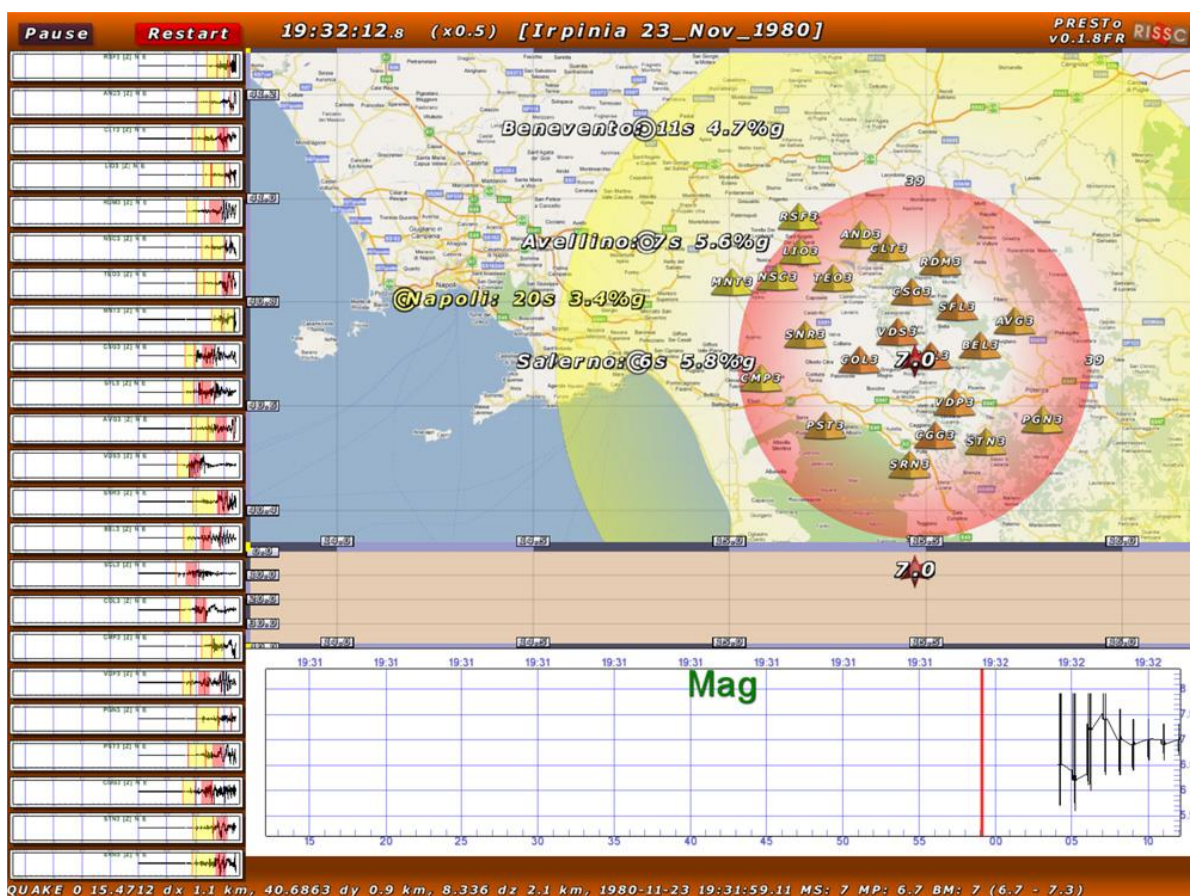


Εικόνα 3.3: Συσχέτιση μεταξύ του $\log Pd$ και του στιγμιαίου μεγέθους M_w . Οι τιμές του Pd ομαλοποιούνται σε μια απόσταση αναφοράς 10 km. Η παλινδρόμηση υπολογίζεται μετρώντας το Pd στο παράθυρο των 2 δευτερολέπτων μετά την άφιξη του P κύματος και στα παράθυρα 1 και 2 δευτερολέπτων μετά την άφιξη των S κυμάτων. Το πλάτος του P κύματος μετρείται από την κατακόρυφη συνιστώσα, ενώ το πλάτος του S κύματος από το άθροισμα των οριζόντιων συνιστωσών. Σε κάθε παράθυρο φαίνεται η αντίστοιχη γραμμή παλινδρόμησης (Satriano et al., 2011).

6. Προειδοποιητικά μηνύματα

Όταν το PRESTo λειτουργεί σε πραγματικό χρόνο, οι υπό εξέλιξη εκτιμήσεις της θέσης, του μεγέθους και της μέγιστης εδαφικής μετατόπισης κοινοποιούνται σε μια λίστα αποδεκτών. Ρυθμιζόμενες από το χρήστη παράμετροι επισημαίνουν ποιες περιοχές πρέπει να ειδοποιηθούν και τα χαρακτηριστικά τους και για κάθε τοποθεσία: τον συναγερμό και τα πρωτόκολλα μετάβασης που θα χρησιμοποιηθούν και το όριο πάνω από το οποίο θα σημαίνει συναγερμός (κίνηση του εδάφους).

Κατά τη διάρκεια λειτουργίας του PRESTo εμφανίζεται στην οθόνη του υπολογιστή γραφική απεικόνιση της διάδοσης του σεισμού. Η συγκεκριμένη απεικόνιση χρησιμοποιείται κυρίως για προσομοιώσεις και παρουσίαση του προγράμματος. Περιλαμβάνει γεωγραφική απεικόνιση των σταθμών, τα σειсмоγράμματα των κατακόρυφων συνιστωσών των σταθμών, το εκτιμώμενο επίκεντρο, το εκτιμώμενο μέγεθος του σεισμού και τον προβλεπόμενο χρόνο άφιξης των καταστρεπτικών σεισμικών κυμάτων σε συγκεκριμένες περιοχές στόχους (**Εικόνα 3.4**).



Εικόνα 3.4: Γραφική αναπαράσταση του PRESTO κατά τη λειτουργία προσομοίωσης στον σεισμό του 1980 στην περιοχή Irpinia μεγέθους $M=6.9$. Στον χάρτη εκτός από το εκτιμώμενο μέγεθος του σεισμού, τους σεισμολογικούς σταθμούς και τις κυματομορφές τους, εμφανίζονται και κάποιες περιοχές «στόχοι» στις οποίες μας ενδιαφέρει να γνωρίζουμε πότε θα φτάσουν τα καταστρεπτικά σεισμικά κύματα (Satriano et al., 2011).

3.3 ΔΟΚΙΜΗ ΤΟΥ PRESTO ΜΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Όπως αναφέρεται και παραπάνω, ένα από τα βασικότερα χαρακτηριστικά του PRESTO είναι η εύκολη προσαρμογή του σε διάφορα σεισμολογικά δίκτυα. Αυτό το χαρακτηριστικό αποδείχθηκε ιδιαίτερως σημαντικό για την ανάπτυξη του συστήματος, καθώς κατά τη διάρκεια δοκιμών λειτουργίας του δεν συνέβη ισχυρός ή ενδιαμέσου μεγέθους σεισμός στην περιοχή των Ν. Απέννινων. Κατά συνέπεια, αποφασίστηκε η εφαρμογή του PRESTO με συνθετικά και πραγματικά δεδομένα. Τα συνθετικά δεδομένα αποτελούνται από ένα σύνολο 500 προσομοιώσεων για τρεις μεγάλους σεισμούς στην

περιοχή των Ν. Απέννινων (Zollo et al., 2009). Οι δοκιμές του PRESTo με πραγματικά δεδομένα πραγματοποιήθηκαν χρησιμοποιώντας:

- Αφενός μεγάλους σεισμούς παγκοσμίως, καταγεγραμμένους από δίκτυα με παρόμοια χαρακτηριστικά (γεωμετρία, τύπος αισθητήρων, ακρίβεια) με το ISNet.
- Αφετέρου, με μικρού μεγέθους σεισμούς οι οποίοι καταγράφηκαν από το δίκτυο ISNet.

3.3.1 ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΟ ΙΩΑΤΕ ΙΑΠΩΝΙΑΣ ΜΕΓΕΘΟΥΣ $M_w=6.9$, 2008

Ο σεισμός στην περιοχή Iwate της Ιαπωνίας συνέβη στις 14 Ιουνίου 2008 στη νότια Ιαπωνία. Ο σεισμός είχε μέγεθος σεισμικής ροπής $M_w=6.9$ και οδήγησε στο θάνατο 20 ανθρώπων, των τραυματισμό 450 και σε βλάβες σε 2000 σπίτια (Midorikawa et al., 2008). Τα σεισμολογικά δίκτυα της περιοχής, K-Net και Kik-Net, έδωσαν άριστης ποιότητας δεδομένα παρόλο που η μέση απόσταση των σταθμών (20 km) είναι διπλάσια σε σχέση με εκείνη του ISNet. Μετά τη συλλογή των δεδομένων έγινε προσομοίωση με σκοπό την αξιολόγηση του συστήματος ως προς την αξιοπιστία και την ταχύτητα προσδιορισμού του epicέντρου καθώς και εκτίμησης του μεγέθους. Στην **Εικόνα 3.5** παρουσιάζεται ένα στιγμιότυπο από τη λειτουργία του προγράμματος το οποίο δείχνει το epicέντρο καθώς και τον χρόνο που μεσολαβεί μέχρι την άφιξη των κυμάτων S σε συγκεκριμένες αποστάσεις από το epicέντρο. Σε μικρές epicεντρικές αποστάσεις (σε ακτίνα ~20 km) έχουμε τυφλή ζώνη καθώς δεν προλαβαίνει να σταλεί σήμα προειδοποίησης. Όσο αυξάνεται η απόσταση από το epicέντρο, τόσο μεγαλύτερο το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί μέχρι την άφιξη των κυμάτων S.



Εικόνα 3.5: Στιγμιότυπο από τη λειτουργία του PRESTo με δεδομένα του σεισμού του 2008 στην περιοχή Iwate (Satriano et al., 2011).

3.3.2 ΔΟΚΙΜΕΣ ΑΠΟΔΟΣΗΣ ΤΟΥ PRESTo ΣΤΟ ISNET

Η λειτουργία του PRESTo δοκιμάστηκε με πραγματικά δεδομένα στο δίκτυο ISNet χρησιμοποιώντας μικρού μεγέθους σεισμούς ($M_L < 3.5$) οι οποίοι καταγράφηκαν από το δίκτυο. Δεδομένης της πυκνότητας του δικτύου, ένας σεισμός μεγέθους $M_L = 1.5$ καταγράφεται από 10 σταθμούς ενώ ένας σεισμός μεγέθους $M_L = 2.5$ καταγράφεται από 20 σταθμούς. Τέτοιοι σεισμοί χρησιμοποιήθηκαν για να δοκιμαστεί η ταχύτητα εντοπισμού του σεισμού καθώς και υπολογισμού του εκτιμώμενου μεγέθους. Στα πλαίσια αυτών των δοκιμών χρησιμοποιήθηκαν 28 σεισμοί με μεγέθη μεταξύ $M_L = 1.6$ και $M_L = 3.3$. Το σύστημα εντόπισε και τους 17 σεισμούς μεγέθους $M_L \geq 2.5$ ενώ για σεισμούς μικρότερου μεγέθους, $1.5 \leq M_L < 2.5$, το ποσοστό επιτυχίας ήταν 10%. Την ίδια χρονική περίοδο έγινε ένας λανθασμένος εντοπισμός σεισμού, μεγέθους $M_L = 2.9$, 20 km NΔ του δικτύου. Η πλειοψηφία των σεισμών που μελετήθηκε βρισκόταν εντός του δικτύου ISNet. Για τους σεισμούς αυτούς ο εντοπισμός γίνεται μετά από 3.99 sec, όταν υπάρξει καταγραφή από τρεις σταθμούς. Η πρώτη εκτίμηση του επικέντρου σε αυτόν τον χρόνο είναι ήδη αρκετά αξιόπιστη, με σφάλμα προσδιορισμού μικρότερο των 5 km το οποίο συνεχώς βελτιώνεται με την πάροδο του χρόνου.

4. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ PRESTo ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το ανοιχτό λογισμικό PRESTo χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη για την έγκαιρη προειδοποίηση σεισμών στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου. Η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από πυκνό σεισμολογικό δίκτυο το οποίο και αποτελεί βασικό προ-απαιτούμενο για την λειτουργία του PRESTo. Η ανάγκη για ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών προκύπτει από την έντονη σεισμικότητα της περιοχής η οποία απειλεί σημαντικά αστικά κέντρα που βρίσκονται σε απόσταση μερικών χιλιομέτρων. Τα βασικότερα από αυτά είναι η Πάτρα, το Αίγιο, η Κόρινθος και η Αθήνα. Γνωρίζοντας ότι το PRESTo λειτουργεί με επιτυχία στην Ιταλία, μια χώρα με επίσης μικρές αποστάσεις μεταξύ των σεισμογενών περιοχών και των αστικών κέντρων όπως η Ελλάδα, έγινε προσπάθεια προσδιορισμού των σταθερών του προγράμματος έτσι ώστε να μπορέσει να λειτουργήσει επιτυχώς και στην Ελλάδα. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν 56 σεισμοί που έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου και καταγράφηκαν από το εθνικό σεισμολογικό δίκτυο και από το δίκτυο CRLNET. Το πρόγραμμα λειτούργησε σε κατάσταση προσομοίωσης για αυτούς τους σεισμούς και τα αποτελέσματα χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό των σταθερών. Στο παρόν κεφάλαιο αναλύονται η διαδικασία επεξεργασίας και τα αποτελέσματα που προέκυψαν.

4.2 ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ

Οι σεισμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία καταγράφηκαν από σταθμούς των παρακάτω Σεισμολογικών Δικτύων (**Εικόνα 4.1**):

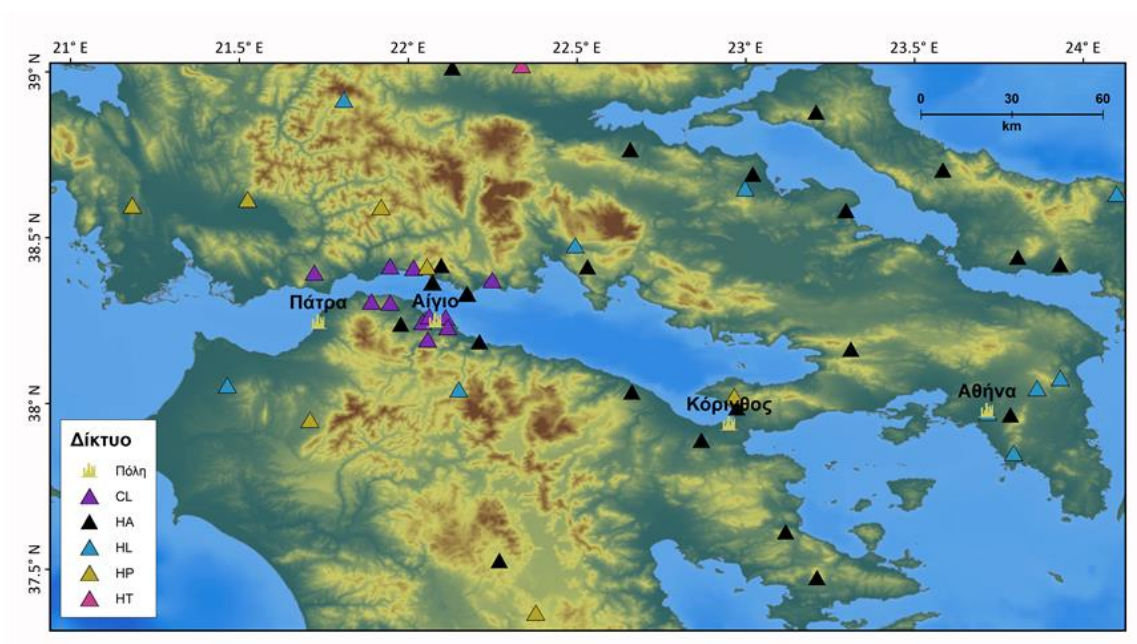
- ❖ Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, **NOA HL**
- ❖ Τομέας Γεωφυσικής, του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, **AUTH HT**
- ❖ Τομέας Γεωφυσικής και Γεωθερμίας, του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, **NKUA HA**
- ❖ Τομέας Γεωλογίας, του Πανεπιστημίου Πατρών, **UPAT HP**
- ❖ Εργαστήριο Κορινθιακής Τάφρου, CRLN

Το 2006, μέσω του «Επιχειρησιακού Προγράμματος Ανταγωνιστικότητας και Επιχειρηματικότητας - ΕΠΑΝ», χρηματοδοτήθηκε η συγκρότηση του «Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων» ώστε να γίνει δυνατή η διασύνδεση των σεισμολογικών δικτύων του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (συντονιστής) και των Πανεπιστημιακών Εργαστηρίων Σεισμολογίας των Αθηνών, της Θεσσαλονίκης και των Πατρών. Κατά συνέπεια, δημιουργήθηκαν οι προϋποθέσεις για (<http://www.gein.noa.gr/el/genika>):

- ο λεπτομερέστερη και ακριβέστερη καταγραφή της σεισμικής δραστηριότητας της χώρας μας.
- ο άμεση, λεπτομερή και πιο έγκυρη ενιαία πληροφόρηση της πολιτείας και του κοινού.
- ο κοινή παρακολούθηση και ανταλλαγή όλων των διαθέσιμων στοιχείων μεταξύ των φορέων αναφορικά με τη σεισμικότητα στη χώρα μας.
- ο ενιαίο υπολογισμό των σεισμικών παραμέτρων, έκδοση κοινών ανακοινωθέντων, σύνταξη εθνικού καταλόγου σεισμών.
- ο συγκέντρωση πρωτογενών στοιχείων για έρευνα και δυνατότητα άμεσης διάθεσής τους στην επιστημονική κοινότητα.
- ο ακριβέστερη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας στην χώρα μας.
- ο ποιοτική αναβάθμιση των σεισμολογικών δεδομένων και της σεισμολογικής έρευνας.

Το Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων έχει αρχίσει να υλοποιείται από τα τέλη του 2007. Η σημερινή του διάρθρωση αποτελείται από 144 σταθμούς. Η σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου σε πραγματικό χρόνο, είναι διαθέσιμη συνεχώς στο διαδίκτυο: <http://bbnet.gein.noa.gr>.

Το 1999, στην περιοχή του Αιγίου αναπτύχθηκε ένα ινστιτούτο γνωστό ως Εργαστήριο της Κορινθιακού τάφρου το οποίο στοχεύει στη λεπτομερή παρακολούθηση της σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου. Για τον σκοπό αυτόν, στα μέσα του 2000 αναπτύχθηκε ένα τοπικό σεισμολογικό δίκτυο, το CRLN (Bourouis and Cornet, 2009). Το σεισμολογικό δίκτυο CRLN του Εργαστηρίου Κορινθιακής Τάφρου (Corinth Rift Laboratory) είναι εγκατεστημένο στην ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού κόλπου και αποτελείται από 12 σταθμούς. Επτά σταθμοί έχουν εγκατασταθεί στις νότιες ακτές του κόλπου και πέντε στις βόρειες. Από την εγκατάσταση του, στα μέσα του 2000, το δίκτυο έχει εντοπίσει πολυάριθμους σεισμούς με μεγέθη που ξεκινούν από $M=1$ (Lyon-Caen et al., 2004).



Εικόνα 4.1: Χάρτης της περιοχής μελέτης όπου απεικονίζονται οι σεισμολογικοί σταθμοί των δικτύων που αποτελούν το Ε.Ε.Δ.Σ. (HA, HL, HP, HT) και το CLRN (CL). Επιπλέον, σημειώνονται οι κύριες πόλεις ενδιαφέροντος.

4.3 ΣΕΙΣΜΟΙ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ

Σκοπός της παρούσας εργασίας ήταν ο προσδιορισμός των σταθερών υπολογισμού μεγέθους, ώστε να καταστεί δυνατή η χρήση του προγράμματος PRESTO στον Ελλαδικό χώρο και συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου. Η επιλογή της συγκεκριμένης περιοχής βασίστηκε σε δυο κύρια χαρακτηριστικά:

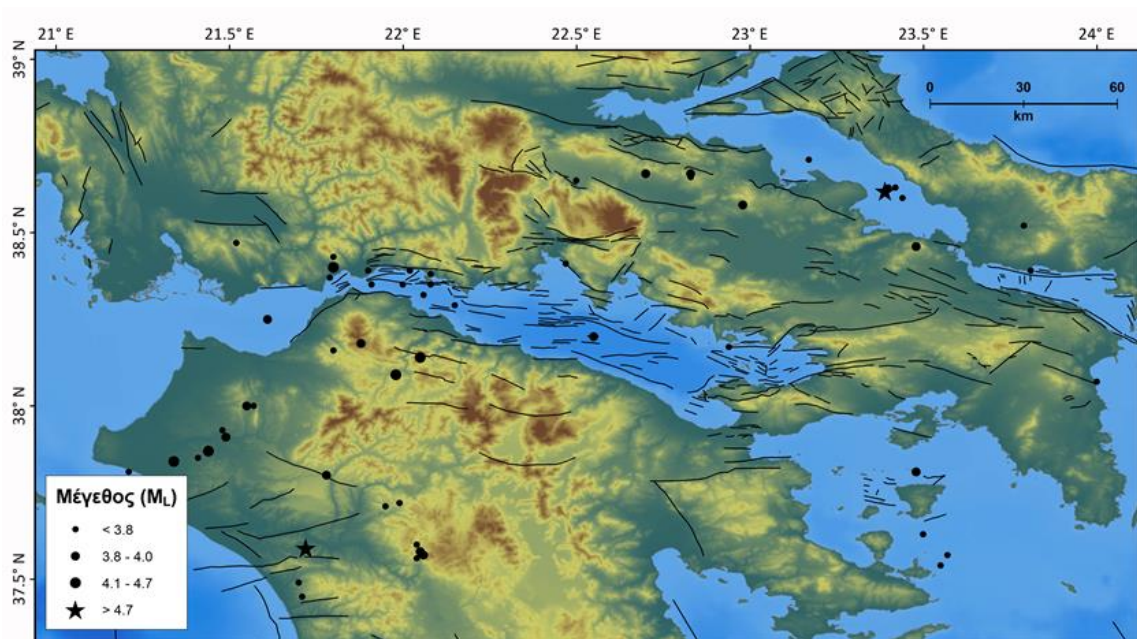
- i. Την ύπαρξη σημαντικών αστικών κέντρων όπως η Πάτρα, το Αίγιο, η Κόρινθος και η Αθήνα οι οποίες θα επηρεαστούν άμεσα σε περίπτωση ισχυρού σεισμού στον Κορινθιακό κόλπο.
- ii. Την ύπαρξη πυκνού σεισμολογικού δικτύου στην περιοχή το οποίο επιτρέπει τη γρήγορη και αξιόπιστη καταγραφή και μετάδοση δεδομένων.

Χρησιμοποιήθηκαν σεισμοί οι οποίοι έγιναν στην ευρύτερη περιοχή γεωγραφικού μήκους 21.2°Α με 24.2°Α και γεωγραφικού πλάτους 37.4°Β με 38.8°Β (Πίνακας 2). Οι σεισμοί ήταν μεγέθους $M_L > 3.5$ (**Εικόνα 4.2**).

Πίνακας 2. Σεισμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή του PRESTO

A/A	ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΑ	ΔΕΥΤΕΡΟ- ΛΕΠΤΑ	ΓΕΩΓΡΑΦ. ΠΛΑΤΟΣ (°)	ΓΕΩΓΡΑΦ. ΜΗΚΟΣ (°)	ΒΑΘΟΣ (km)	M _L	M _w
1	2015	JUN	9	1	9	3	38.6220	23.3890	13.1	5.3	5.2
2	2015	AUG	9	21	39	19.4	38.1432	22.0520	69.2	4.6	4.4
3	2015	AUG	30	13	28	2.4	37.8357	21.3443	27.0	4.4	4.4
4	2015	APR	18	13	36	48.1	37.8687	21.4375	36.3	4.3	4.2
5	2015	OCT	25	15	46	3.8	37.5680	22.0577	12.5	4	4.0
6	2015	MAY	4	0	42	0.8	38.2465	21.6098	45.4	3.9	3.9
7	2015	MAY	23	8	45	23.1	38.6680	22.6959	10.3	3.9	3.9
8	2015	JUL	12	16	10	10.8	37.8013	21.7778	23.4	3.9	3.9
9	2015	NOV	6	23	25	46.9	37.9127	21.4863	28.8	3.9	4.3
10	2015	OCT	22	13	12	29.7	37.5767	22.0497	7.8	3.8	
11	2015	JUN	13	21	13	21.9	37.9323	21.4815	18.3	3.7	
12	2015	AUG	4	4	0	31.1	37.4927	21.7018	10.2	3.7	
13	2015	JUL	13	20	43	50.7	38.4108	22.4653	12.8	3.6	
14	2015	FEB	2	2	4	19	38.7125	23.1733	11.2	3.6	
15	2015	SEP	14	3	21	56.6	37.6033	22.0402	10.8	3.6	
16	2015	DEC	7	19	54	9.2	37.5642	22.0420	6.7	3.6	
17	2015	JAN	20	0	58	31.7	38.3540	22.0823	11.3	3.5	
18	2015	NOV	28	10	37	47.4	38.3732	21.7875	14.8	3.5	
19	2015	JUN	9	2	31	27.9	38.6327	23.3965	16.0	3.5	
20	2015	JUN	9	3	4	41.2	38.6257	23.4195	14.9	3.5	
21	2015	JUN	9	6	51	4.3	38.6012	23.4423	15.4	3.5	
22	2015	JUL	24	9	3	13.8	38.0687	24.0037	13.7	3.5	
23	2015	OCT	9	2	31	45.4	37.7085	21.9548	16.6	3.5	
24	2016	FEB	15	18	55	0.4	37.5872	21.7157	23.7	5.2	5.1
25	2016	DEC	3	21	4	35.9	38.0908	21.9790	14.1	4.7	4.4
26	2016	OCT	11	11	48	30.7	38.3978	21.8015	11.7	4.3	4.2
27	2016	MAY	16	7	28	57.9	38.1960	22.5532	10.1	3.9	
28	2016	MAY	21	16	5	17.1	38.1843	21.8790	10.3	3.9	3.8
29	2016	JUL	20	7	13	26	38.5835	22.9798	14.3	3.9	
30	2016	APR	17	13	54	49	37.8113	23.4830	14.5	3.9	3.8
31	2016	MAY	22	6	25	24.1	38.6692	22.8262	6.6	3.9	3.9
32	2016	MAY	25	10	0	13.2	37.9998	21.5532	24.5	3.8	
33	2016	DEC	6	17	14	40.5	38.4558	23.4822	8.8	3.8	3.9
34	2016	JAN	21	1	19	37.8	38.3773	22.0807	10.4	3.7	
35	2016	JAN	26	13	3	2.4	38.3505	21.9147	11.0	3.7	
36	2016	FEB	16	6	53	22.3	38.3893	21.8960	18.7	3.7	3.8
37	2016	APR	21	18	39	6.6	38.1627	21.8010	26.5	3.7	

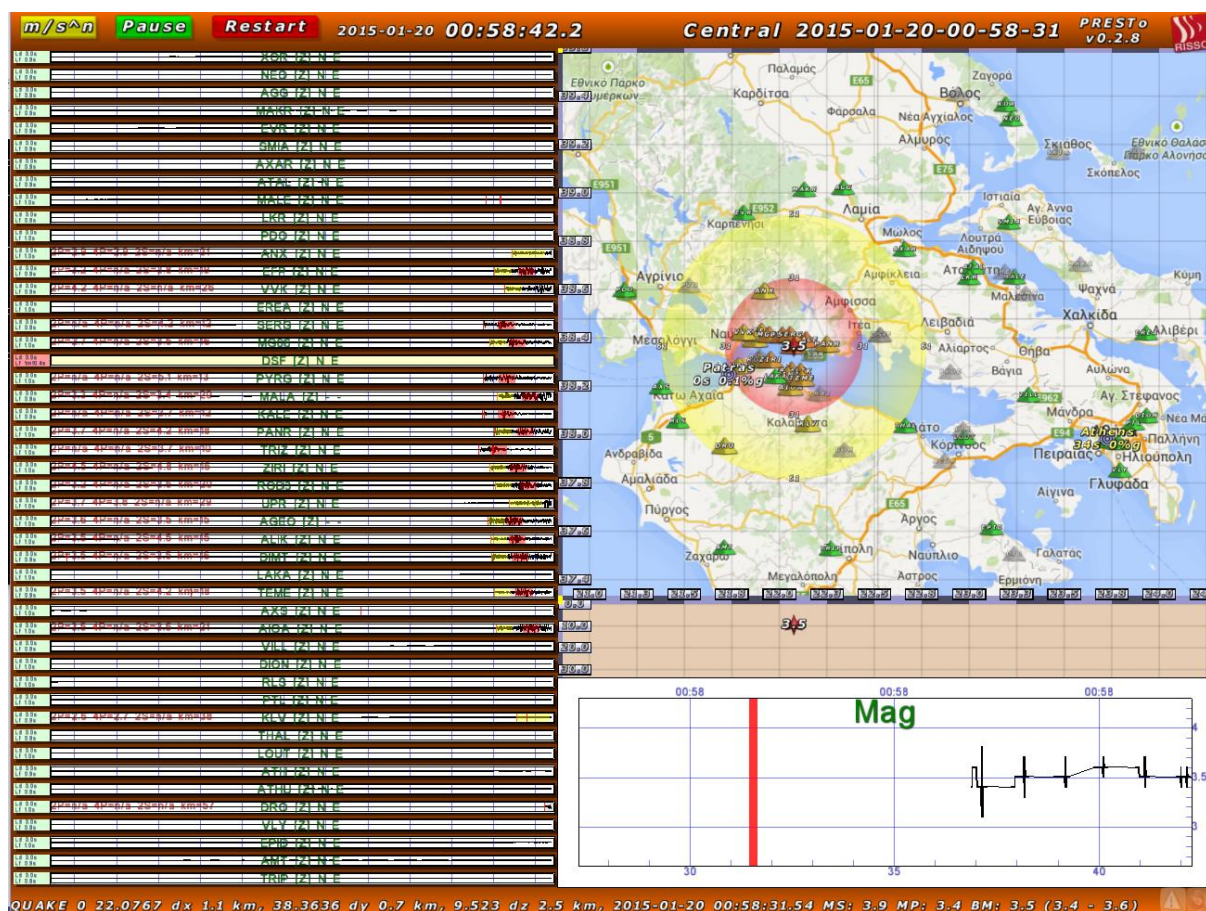
38	2016	JUL	26	9	22	57.4	38.4728	21.5235	10.9	3.7	
39	2016	JUL	28	16	17	29.2	38.1670	22.9395	14.6	3.7	
40	2016	OCT	19	0	8	45.8	38.4327	21.8048	8.2	3.7	3.7
41	2016	APR	30	4	48	10	37.5435	23.5452	11.1	3.7	
42	2016	MAY	20	20	16	51.5	37.9977	21.5737	24.6	3.7	
43	2016	JAN	2	6	40	27.3	38.3162	22.0640	10.7	3.6	
44	2016	AUG	7	1	4	7.3	38.3888	22.0223	8.5	3.6	
45	2016	JAN	31	23	47	9.5	37.7185	21.9898	14.0	3.6	
46	2016	APR	20	2	40	7.6	38.6640	22.8342	11.8	3.6	
47	2016	JUL	26	16	59	47.4	37.6325	23.5035	14.8	3.6	
48	2016	JUL	30	16	13	35.2	37.8458	21.4070	21.2	3.6	
49	2016	JUL	28	6	46	25.8	38.3473	21.9967	9.6	3.5	
50	2016	OCT	4	20	42	10.4	38.2932	22.1532	11.2	3.5	
51	2016	JAN	14	1	38	42.1	37.4473	21.7065	11.3	3.5	
52	2016	APR	7	5	56	22.3	38.6508	22.4963	80.1	3.5	
53	2016	MAY	28	21	0	10.9	37.5652	23.5747	15.8	3.5	
54	2016	JUL	27	23	18	12.7	38.5218	23.7862	13.1	3.5	
55	2016	AUG	31	18	29	26.2	38.3872	23.8113	14.2	3.5	
56	2016	SEP	9	16	46	37.6	37.8065	21.2083	13.1	3.5	



Εικόνα 4.2: Σεισμοτεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής ενδιαφέροντος όπου απεικονίζονται οι σεισμοί οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη. Τα μαύρα ευθύγραμμα τμήματα απεικονίζουν ενεργά ρήγματα κατά *Ganas et al. (2013)*.

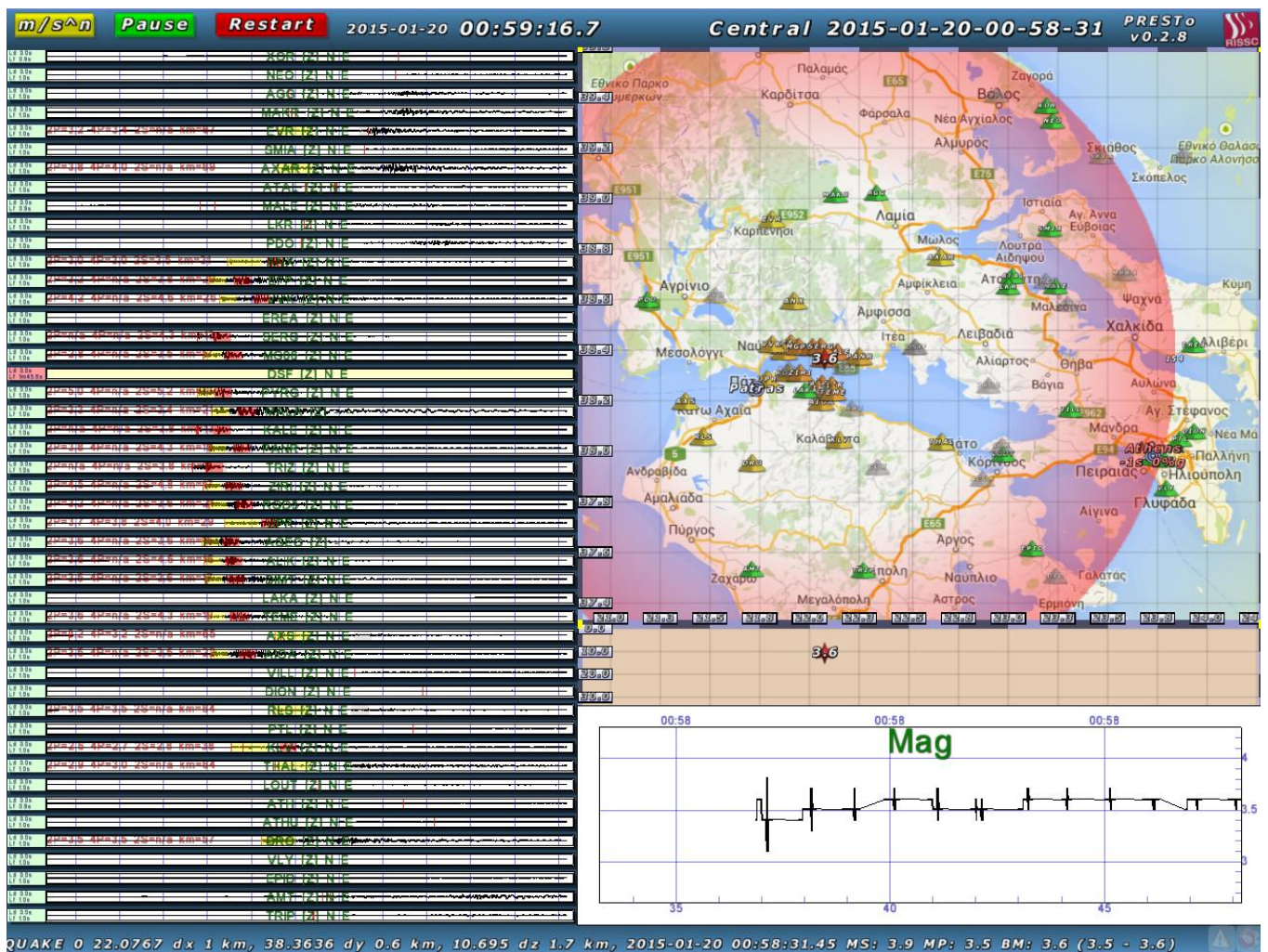
4.4 ΕΦΑΡΜΟΓΗ PRESTo

Η εφαρμογή του PRESTo έγινε σε λειτουργία προσομοίωσης χρησιμοποιώντας δεδομένα από τους 56 σεισμούς που αναφέρθηκαν παραπάνω. Αρχικά, για να λειτουργήσει το πρόγραμμα, τα δεδομένα αποθηκεύονται σε αρχεία SAC μέσα στον φάκελο “Data” του προγράμματος. Κάθε συνιστώσα (Z, N-S, E-W) αποτελεί ένα αρχείο SAC. Το πρόγραμμα ξεκινάει μέσω του παραθύρου γραμμής εντολών (command prompt) και εμφανίζεται στην οθόνη του υπολογιστή ένα παράθυρο το οποίο αποτελεί τη γραφική απεικόνιση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων (Εικόνα 4.3).



Εικόνα 4.3: Στιγμιότυπο λειτουργίας του PRESTo

Η γραφική απεικόνιση περιλαμβάνει χάρτη της περιοχής με τους σεισμολογικούς σταθμούς και τις περιοχές «στόχους». Ακόμη, εμφανίζεται ο χρόνος γένεσης του σεισμού, το εκτιμώμενο μέγεθος και οι κυματομορφές των σταθμών. Με τη διάδοση του σεισμού, βελτιώνονται συνεχώς το επίκεντρο και το μέγεθος και παρουσιάζεται γραφικά ο αναμενόμενος χρόνος άφιξης των καταστρεπτικών κυμάτων στις περιοχές γύρω από το επίκεντρο. Μόλις σταθεροποιηθεί το μέγεθος και ολοκληρωθεί η προσομοίωση διάδοσης του σεισμού από το πρόγραμμα, τερματίζεται η λειτουργία του.



Εικόνα 4.4: Στιγμιότυπο λειτουργίας του PRESTo μετά τη σταθεροποίηση του μεγέθους

Με τον τερματισμό του προγράμματος δημιουργείται αυτόματα ένα αρχείο κειμένου (.txt) το οποίο αποθηκεύεται στον φάκελο του αντίστοιχου σεισμού. Στο αρχείο αυτό αναφέρονται όλα τα δεδομένα από τη λειτουργία του προγράμματος. Κρατάμε το προτελευταίο “QUAKE” στο οποίο αναγράφονται ο χρόνος γένεσης, οι γεωγραφικές συντεταγμένες του epicέντρου, το βάθος και το μέγεθος (MS, MP, BM) του σεισμού όπως εκτιμώνται από το πρόγραμμα. Ακόμη εμφανίζεται για κάθε σταθμό, εκτός από το όνομά του, η υποκεντρική απόσταση και η μέγιστη εδαφική μετατόπιση (Pd) για τα χρονικά παράθυρα 2P, 2S και 4P.

Εκτιμώμενα μεγέθη που προκύπτουν από το PRESTo:

MS: η θεωρητική άφιξη των κυμάτων S υπολογίζεται με βάση τη θέση της πηγής και τους χρόνους διαδρομής. Αν υπάρχει το χρονικό παράθυρο 2S μετράται η μέγιστη εδαφική μετατόπιση και αποδίδεται ένα μέγεθος MS για τον σταθμό.

MP: η κατανομή μεγέθους στο χρονικό παράθυρο 2P (**MPshort**) υπολογίζεται εφόσον τα δεδομένα της κυματομορφής είναι διαθέσιμα και προαιρετικά αν το χρονικό παράθυρο δεν επικαλύπτει το χρονικό παράθυρο των κυμάτων S.

Αντίστοιχα, η κατανομή μεγέθους για το χρονικό παράθυρο 4P (**MPlong**) υπολογίζεται εάν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα και δεν υπάρχει επικάλυψη με το χρονικό παράθυρο 2S. Η κατανομή της πιθανότητας του μεγέθους επιτυγχάνεται με πολλαπλασιασμό των MS, MPshort και MPlong κατανομών για όλους τους σταθμούς και με “a priori” κατανομή που αντιστοιχεί στον νόμο Gutenberg-Richter. Αυτό παρέχει τόσο το πιο πιθανό μέγεθος (κορυφή της κατανομής) όσο και την αβεβαιότητα (εύρος μεγέθους όπου το ολοκλήρωμα της κατανομής αυξάνεται από 5% σε 95%).

Για τη βέλτιστη επιλογή ζωνοπερατού φίλτρου που εφαρμόζεται στις κυματομορφές, κατά τη μέτρηση της μετατόπισης, χρησιμοποιούνται δυο ζώνες φίλτρων:

- i. Φίλτρο **“low”**: για σεισμούς μικρού μεγέθους (υψηλότερες συχνότητες: 1-25 Hz)
- ii. Φίλτρο **“high”**: για σεισμούς μεγαλύτερου μεγέθους (χαμηλότερες συχνότητες: 0.075-3 Hz)

Ανάλογα με το φίλτρο που χρησιμοποιήθηκε από το πρόγραμμα, με βάση τις συχνότητες, τα δεδομένα κατηγοριοποιήθηκαν σε “high” και “low”.

Για κάθε χρονικό παράθυρο (2P, 2S και 4P) υπολογίστηκε το $\log(P_d)$ και το $\log(R/10)$, όπου R η υποκεντρική απόσταση σε km, ώστε στη συνέχεια μέσω της διαδικασίας της παλινδρόμησης να υπολογιστούν οι σταθερές A, B, C. Μέσω της επιλογής Data → Data Analysis → Regression δημιουργούνται δύο διαγράμματα με άξονα Y το μέγεθος σεισμικής ροπής M_w του σεισμού και με άξονα X το $\log(P_d)$ και το $\log(R/10)$, αντίστοιχα. Στη συνέχεια, για τον υπολογισμό των σταθερών χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις:

- $B = 1/b_1$ όπου $b_1 = \log(P_d)$
- $C = -b_2 * B$ όπου $b_2 = \log(R/10)$
- $A = -a * B$ όπου $a = \text{Intercept}$

4.5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας έγινε προσπάθεια προσδιορισμού των σταθερών υπολογισμού μεγέθους με σκοπό τη λειτουργία συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Για τον σκοπό αυτόν χρησιμοποιήθηκε το ανοιχτό λογισμικό PRESTo το οποίο λειτούργησε σε κατάσταση προσομοίωσης για 56 σεισμούς στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου.

Η τρέχουσα εφαρμογή του PRESTo, για τον Ελλαδικό χώρο, στηρίζεται σε ένα σύνολο σταθμών του Ενιαίου Εθνικού Δικτύου Σειсмоγράφων (Ε.Ε.Δ.Σ.) και του δικτύου CRLNET του Εργαστηρίου της Κορινθιακής Τάφρου για να εκτιμηθεί το επίκεντρο και το μέγεθος ενός σεισμού και να προβλεφθεί η τιμή της μέγιστης εδαφικής κίνησης σε συγκεκριμένους «απομακρυσμένους στόχους». Στη συγκεκριμένη περίπτωση «περιοχές στόχους» αποτέλεσαν η Πάτρα, το Αίγιο, η Κόρινθος και η Αθήνα. Οι πόλεις αυτές παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον για έγκαιρη προειδοποίηση καθώς βρίσκονται πολύ κοντά στον Κορινθιακό Κόλπο και αποτελούν σημαντικά αστικά κέντρα που απειλούνται από ενδεχόμενους ισχυρούς σεισμούς.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την προσομοίωση των παραπάνω σεισμών, μέσω της διαδικασίας της παλινδρόμησης, οδήγησαν στον προσδιορισμό των σταθερών υπολογισμού μεγέθους A, B και C της σχέσης $\log Pd = A + BM + C \log(R/10)$, από την οποία προκύπτει το εκτιμώμενο από το Presto μέγεθος του σεισμού (Πίνακας 3, Πίνακας 4).

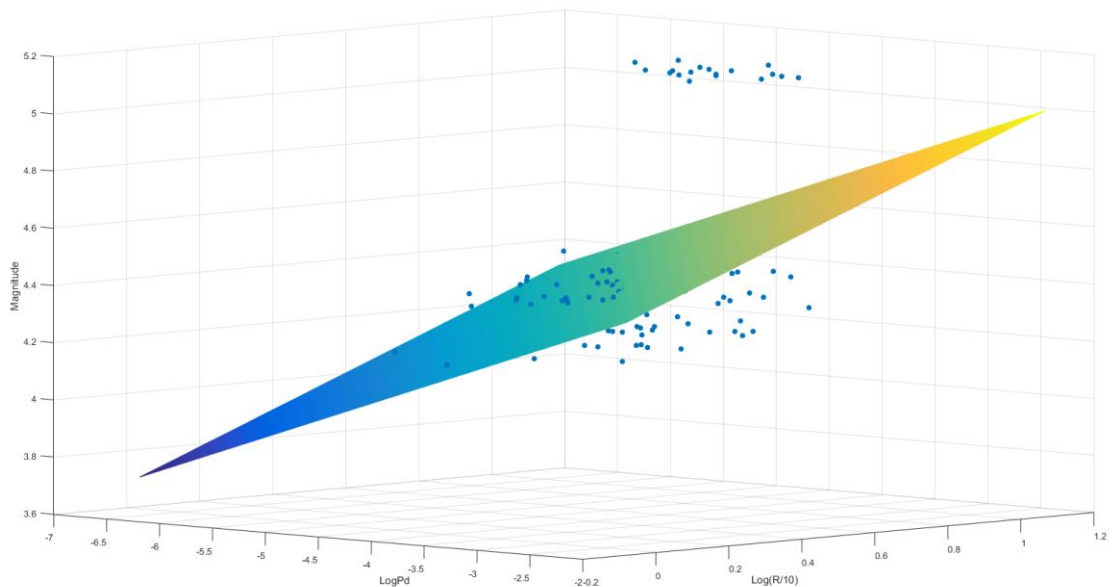
Πίνακας 3. Σταθερές A, B, C που προσδιορίστηκαν με χρήση του μεγέθους M_w

ΣΤΑΘΕΡΕΣ	A	B	C
low	-41.367685	9.1755492	-2.5801462
high-low	-27.491779	5.7880202	-2.0611236

Πίνακας 4. Σταθερές A, B, C που προσδιορίστηκαν με χρήση του μεγέθους M_L

ΣΤΑΘΕΡΕΣ	A	B	C
low	-26.852199	6.017545	-2.038735
high-low	-20.878825	4.386601	-1.855635

Μετά τον προσδιορισμό των σταθερών υπολογισμού μεγέθους κατασκευάστηκε τρισδιάστατη γραφική παράσταση του μεγέθους συναρτήσει του λογαρίθμου P_d και του λογαρίθμου της απόστασης $R/10$ (Εικόνα 4.5).



Εικόνα 4.5: Τρισδιάστατη γραφική παράσταση του μεγέθους συναρτήσει του λογαρίθμου P_d και του λογαρίθμου $R/10$. P_d η μέγιστη εδαφική μετατόπιση σε cm και R η υποκεντρική απόσταση σε km.

Τα αποτελέσματα έδειξαν επιτυχή λειτουργία του προγράμματος ως προς τον προσδιορισμό των επικέντρων. Το πρόγραμμα εντόπισε όλους τους σεισμούς. Ωστόσο, όσον αφορά τον προσδιορισμό του μεγέθους παρατηρήθηκαν σημαντικές αποκλίσεις σε αρκετούς σεισμούς. Ο περιορισμένος αριθμός σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν (56) δεν επιτρέπει την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων για τη λειτουργία του προγράμματος. Ένα ακόμα μειονέκτημα αποτελούν τα μικρά μεγέθη των σεισμών. Το 75% των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν είχε μέγεθος που κυμαινόταν μεταξύ $3.5 < M \leq 3.7$ ενώ μόλις το 14% $4.0 < M \leq 5.3$. Δεδομένου ότι η λειτουργία ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης στην περιοχή στοχεύει στην προειδοποίηση για επερχόμενους ισχυρούς σεισμούς, η απουσία αυτών δεν επιτρέπει τον έλεγχο ανταπόκρισης του συστήματος σε ισχυρό σεισμό. Τέλος, το σεισμολογικό δίκτυο της περιοχής, αν και αρκετά πυκνό, εμφανίζει χρονικές καθυστερήσεις στη μετάδοση των δεδομένων. Δεδομένων των μικρών αποστάσεων στον Ελλαδικό χώρο, γεγονός που από μόνο του στενεύει τα χρονικά περιθώρια, οι επιπλέον καθυστερήσεις στη μετάδοση των δεδομένων δεν επιτρέπουν την επίτευξη έγκαιρης προειδοποίησης στα επιθυμητά

χρονικά πλαίσια. Για τον έλεγχο καλής λειτουργίας του PRESTo είναι απαραίτητη η μελέτη περισσότερων σεισμών συμπεριλαμβανομένων και κάποιων μεγαλύτερου μεγέθους.

5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Allen, R. M., Gasparini, P., Kamigaichi, O. and Bose, M., 2009. The status of Earthquake Early Warning around the World: An Introductory Overview. *Seismological Research Letters*, **81**, 682-693.
- Ambraseys, N., 2002. The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **92**, 1–18.
- Ambraseys, N.N. and Finkei, C., 1999. Unpublished Ottoman archival information on the seismicity of the Balkans during the period 1500- 1800. In: Natural disasters in the Ottoman Empire, Institute for Mediterranean studies, Halcyon Days in Crete III, A Symposium held in Rethymnon, 10-12 January 1997, Crete University Press, 89-107.
- Ambraseys, N.N. and Jackson J., 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1980 and 1988. *Geophys. J. Int.*, **101**, 663-708.
- Ambraseys, N.N. and Jackson J., 1997. Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1694. *Journal of Earthquake Engineering*, **1**, 433-474.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys J. Int.*, **126**, 11-53.
- Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E. and Rigo, A., 1997. Earthquake mechanisms of Adriatic Sea and western Greece. *Geophys. J. Int.*, **131**, 559-594.
- BEECD, 1998. A Basic European Earthquake Catalogue and a Database for the evaluation of long-term seismicity and seismic hazard. Environment/II EC Project 95/02-9712.
- Bell, R.E., McNeill, N.C., Bull, J.M, Henstock, T.J., Collier, R.E.L. and M.R. Leeder, 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research*, in press, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Laroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastassiou, D., Chouliaras, M. and Stavrakakis, G., 1997. A low angle normal fault earthquake: the Ms=6.2, June 1995 Aigion earthquake (Greece). *J. Seism.*, **1**, 131-150.

- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Laroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., 2006. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, **426** (1-2), 7-30.
- Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Daavison, M., Jackson, J., Ambraseys, N., 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in Central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, **350**, 124–129.
- Bohnhoff, M., Bulut, F., Aktar, M., Dresen, G., 2011. Das Erdbebenrisiko einer Megacity: Seismische Überwachung der Nordanatolischen Verwerfungszone vor Istanbul durch ein Seismometernetz auf den Prinzeninseln. In: Huettl, R., Raiser, B., System Erde (2011) 1.1, doi 10.2312/GFZ.syserde.01.01.1 (in German).
- Böse, M., Ionescu, C., Wenzel F., 2007. Earthquake early warning for Bucharest, Romania. Novel and revised scaling relations. *Geophysical Research Letters*, **34**, L07302. doi: 10.1029/2007GL029396.
- Bourouis, S. and Cornet, F.H., 2009. *Geophysical Journal International*, **178**, Issue 1, Pages 561–580. Retrieved from <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04148.x>
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J.C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., Deschamps, A., 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.*, **105**, 25.605-25.625.
- Brooks, M., Ferentinos, G., 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zante and Cephalonia channels, western Greece. *Tectonophysics*, **101**, 25-54.
- Brown, H. M., 2012. Evaluating and Improving the ElarmS Earthquake Early Warning Algorithm. University of California, Berkeley.
- Celet, P., 1962. Contribution à l'étude géologique du Parnasse – Kiona et d'une partie des régions meridionales de la Grèce continentale. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, **7**, 1-358.
- Celet, P., Clement, B., 1971. Sur la présence d'un nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continental du Sud: l'unité du flysch béotien. C.R. somm. *Soc.Géol. France*, 43-47.
- Chouliaras, G., Kassaras, I., Kapetanidis, V., Petrou, P., & Drakatos, G., 2015. Seismotectonic analysis of the 2013 seismic sequence at the western Corinth Rift. *Journal of Geodynamics*, **23**, 129-142.

- Chousianitis, K., Ganas, A., and Gianniou, M., 2013. Kinematic interpretation of present-day crustal deformation in central Greece from continuous GPS measurements. *Journal of Geodynamics*, **71**, 1-13.
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B.E., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Denys, P.H., Cross, P.A., Ashkenazi, V., Bingley, R., 1997. Geodetic estimate of seismic hazard in the Gulf of Korinthos. *Geophysical Research Letters*, **24**, 1303-1306.
- Clement, B., 1971. Découverte d'un flysch éocétacé en Béote (Grèce continentale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **272**, 791-792.
- Clement, C., 2000. Imagerie sismique crustale de la subduction hellénique et du golfe de Corinthe. These de doctorat, Un Paris VII.
- Clement, C., Sachpazi, M., Charvis, P., Graindorge, D., Laigle, M., Hirn, A. and Zafiroopoulos, G., 2004. Reflection- refraction seismics in the Gulf of Corinth: hints at deep structure and control of the deep marine basin. *Tectonophysics*, **391**, 85-95.
- Collier, R. E., 1988. Sedimentary faces evolution in continental fault - bounded basins formed by crustal extension: the Corinth basins, Greece. PhD Thesis, *Univ. of Leeds, England*, 1988.
- Collier, R.E.L. and Dart, C.J., 1991. Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth basin, Greece. *J. Geol. Soc. London*, **148**, 1049-1065.
- Collier, R.E.L., Leeder, M., Rowe, P.J., and Atkinson, T.C., 1992, Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece: *Tectonics*, **11**, 1159–1167.
- Cyranoski, D., 2011. Japan faces up to failure of its earthquake preparations. *Nature*, **471**, 556-557, doi: 10.1038/471556a
- Davies, R., England, P., Billiris, H., Paradissis, D. and Veis, G., 1997. A comparison between the geodetic and seismic strain of Greece in the interval 1892-1992. *J. Geophys. Res.*, **102**, 24.571-24.588.
- Delibasis, N., Papadimitriou, P., Voulgaris, N. and Kassaras, I., 2000. The Parnitha Fault: A possible relationship with other neighboring faults and causes of larger damages. *Annal. Geol. Pays Hellen.*, 1e Serie, T. XXXVII, FASC. B., 41-50.
- Dewey, J. F. and Sengor, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, **90**, 84-92.
- Doi K., 2011. The operation and performance of Earthquake Early Warnings by the Japan Meteorological Agency, *Soil Dyn. Earth. Eng.*, **31**, 119-126, doi: 10.1016/j.soildyn.2010.04.012

- Dornsiepen, U.F., Manutsoglu, E., Mertmann, D., 2001. Permian-Triassic paleogeography of the external Hellenides. *Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **172**, 327-338.
- Doutsos, T. and Kokkalas, S., 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean region. *J. Struct. Geol.*, **23**, 455-472.
- Doutsos, T. and Piper, D.J.W. 1990. Listric faulting, sedimentation and morphological evolution of the quaternary eastern Corinth rift, Greece: first stages of continental rifting. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **102**, 812-829.
- Doutsos, T., Kontopoulos, N., Poulimenos, G., 1988. The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Research*, **1**, 177-190.
- Earthquake Hazards Program. Ανάκτηση από USGS: <https://earthquake.usgs.gov/research/earlywarning/>
- Erdik, M., Fahjan Y., Ozel O., Alcik H., Mert A. and Gul M., 2003. Istanbul earthquake rapid response and early warning system. *Bulletin of Earthquake Engineering*, **1**, 157–163.
- Espinosa-Aranda, J. M., Jimenez A., Ibarrola G., Alcantar F., Aguilar A., Inostroza M. and Maldonado S., 1995. Mexico City Seismic Alert System. *Seismological Research Letters*, **66**, 42–52.
- European Geosciences Union, 2014. Ανάκτηση από General Assembly: <https://www.egu2014.eu/>
- Flotté, N., 2003. Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement: le rift de Corinthe -Patras, Grèce. Ph.D. Thesis, Univ. Paris XI.
- Ford, M., Williams, E.A., Malatre, F. and Popescu, S.P., 2007. Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type delta, Gulf of Corinth, Greece. In: Nichols, G., Williams, E. & Paola, C. (eds) *Sedimentary Processes, Environments, and Basins: A Tribute to Peter Friend*. Int. Assoc. Sediment. *Spec Publ.*, **38**, 49-90.
- Frydas, D., 1989. Biostratigraphische Untersuchungen Aus Dem Neogen Der Nw-UndWpeloponnes, Griechenland. N. Jb. *Geol.Palont.Mon*, **1**, 321-344.
- Galanopoulos, A. G., 1953. Ktalog der Erdbeben in Griechenland fur die Zeit von 1879 bis 1892. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, **5**, 144-229.
- Galanopoulos, A. G., 1960. A catalogue of shocks with $I_0 > VI$ or $M > 5$ for the years 1801-1958. Athens, 119pp.
- Ganas, A., Oikonomou, A. I. and Tsimi, C., 2013. NOAFAULTS : a Digital Database for Active Faults in Greece. Bulletin of the Geological Society of Greece, Proceedings of the 13th International Congress, Chania, **XLVII**, 518–530.

- Gasparini, P. and Manfredi, G., 2014. Development of Earthquake early warning systems in the European Union. Napoli: University of Naples "Federico II".
- Ghisetti, F.C., Vezzani, L., Agosta, F., Sibson, R., Moretti, I., 2001. Tectonic setting and sedimentary evolution of the south-west margin of the Corinth Rift (Aigion-Xylocastro area). IFP Report no 562 11.
- Ghisetti, F.C., Vezzani, L., 2004. Plio–Pleistocene sedimentation and fault segmentation in the Gulf of Corinth (Greece) controlled by inherited structural fabric. *C. R. Geoscience*, **336**, 243–249.
- GSMA, 2017. Italy Earthquake Response and Recovery, a disaster response case study. *Output from a project co-funded by UK aid from the UK Government*.
- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N. and Papaioannou, C., 2000. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.*, **141**, 438-456.
- Hatzfeld, D., Kementzetzidou, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordilis, M., Smith, R., Voulgaris, N., Kiratzi, S., Makropoulos, K., Bouin, M.-P. and Bernard, P., 1996. The Galaxidi earthquake of November 18, 1992: A possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (Greece). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1987-1991.
- Hatzfeld, D., Martinod, J., Bastet, G. and Gautier, P., 1997. An analog experiment for the Aegean to describe the contribution of gravitational potential energy. *J. Geophys. Res.*, **102**, 649-659.
- Hatzfeld, D., Ziazia, M., Kementzetzidou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. and Deschamps, A., 1999. Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics. *Geophys. J. Int.*, **137**, 891–908.
- Heezen B.C., Ewing M., Johnson L., 1966. The Gulf of Corinth floor. *Deep-Sea Research*, **13**, 381 - 411.
- Henn, S., 2011. The Effectiveness of Japan's Earthquake Early-Warning System. Technology and Innovation @ Marketplace Podcast. Podcast retrieved from <http://www.marketplace.org/topics/world/japans-quake/effectiveness-japanearthquakeearlywarning-system>.
- Higgs, B., 1988. Syn-sedimentary structural controls on basin deformation in the Gulf of Corinth, Greece. *Basin Res.*, **1**, 155– 165.
- Hongcai, Z., Xing, J., Yongxiang, W., Jun, L., Lanchi, K., Shicheng, W., Lingzhu, H., Peiqing, Y., 2016. An earthquake early warning system in Fujian, China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **106**, 2, 755–765

- Honglei, W. and Mooney, W., 2014. Recent Developments of Earthquake Early Warning in California, USA. *Earthquake Research in China*, **28**, 274-282.
- Horvath, F. and Berckhemer, H., 1982. Mediterranean back-arc basins, In: Berckhemer, H. and Hsu, K. J., Alpine-Mediterranean geodynamics. *Geodynamcis Research*, **7**, 141-173.
- Hoshiba M., Kamigaichi O., Saito M., Tsukada S., Hamada N., 2008. Earthquake early warning starts nationwide in Japan. *EOS*, **89**, 73-80.
- Hsiao N.-C., Wu Y.-M., Shin T.-C., Zhao L., Teng T.-L., 2009. Development of earthquake early warning system in Taiwan. *Geophysical Research Letters*, **36**.
- Hubert, A., King, G.C.P., Armijo, R., Meyer, B., 1996. Fault reactivation, stress interaction and rupture propagation in the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planetay Science Letters*, **142**, 573–586.
- Ionescu, C., Böse, M., Wenzel, F., Marmureanu, A., Grigore, A., Marmureanu, G., 2007. An early warning system for deep Vrancea (Romania) earthquakes. In *Earthquake Early Warning Systems*, cd. Gasparini P., Manfredi G., Zschau, 343-349. Berlin and Heidelberg: Springer.
- Jackson, J., 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **22**, 239–271.
- Jackson, J., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G.C.P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., Virieux, J., 1982. Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 377–397.
- Jackson, J.A., 1987. Active normal faulting and crustal extension. In: Continental Extensional Tectonics (Ed. by M.P., Coward, J.F., Dewey, P.L., Hancock), *Spec. Publ. Geol. Soc. Of London*, **28**, 239-272.
- Jackson, J.A., McKenzie, D.P. 1988. The relationship between plate motions and seismic tensors and the rate of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, **93**, 45-73.
- Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain patterns in the Aegean, geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187**, 20,161-20,178.
- Julfikar, C., Pinar, A., Safak, E., Erdik, M., 2014. Implementation of EEWS to Istanbul natural gas network. 3rd International Conference on Earthquake early warning, UC Berkeley, California.
- Kahle, H.G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A., Veis, G. 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian plates. *J. Geophys. Res.*, **105**, 23,353-23,370.

- Kamigaichi, O., Saito, M., Doi, K., Matsumori, T., Tsukada, S., Takeda, K., Shimoyama, T., Nakamura, K., Kiyomoto, M., Watanabe, Y., 2009. Earthquake Early Warning in Japan: Warning the General Public and Future Prospects. *Seismological Research Letters*, **80**, 5, 717-726, doi: 10.1785/gssrl.80.5.717.
- Kanamori H., 2005. Real-time seismology and earthquake damage mitigation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 195-214.
- Karagianni, E.E., Panagiotopoulos, D.G., Panza, G.F., Suhadolc, P., Papazachos, C.B., Papazachos, B.C., Kiratzi, D., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Priestley, K., Yuan, A., 2002. Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area. *Tectonophysics*, **358**, 187-209.
- Karagianni, E.E., Papazachos, C.B., Panagiotopoulos, D.G., Suhadolc, P., Yuan, A., Panza, G.F., 2005. Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves. *Geophys. J. Int.*, **160**, 127-143.
- Karakonstantis, A. and Papadimitriou, P., 2016. Local earthquake tomography in the broader area of western Corinth gulf. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **50**, 1143-1152.
- Karnik, V., 1969. Seismicity of the European area, Part I. D. Reidel. Pubi. Comp., Dordecht, Netherlands.
- Karnik, V., 1971. Seismicity of the European area, Part II, 1801-1900. D. Reidel. Pubi. Comp., Dordecht, Netherlands.
- King, G.C.P., Stein, R.S. & Rundle, J.B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **93**, 13307-13318.
- Kiratzi, A., 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, **151**, 360-376.
- Kiratzi, A. and Louvari, E. 2003. Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modeling: a new database, *Journal of Geodynamics*, **36**, 251 - 274.
- Kontopoulos, N. and Doutsos, T., 1985. Sedimentology and tectonics of the Antirion area (Western Greece). *Bull. Geol. Soc. Italy*, **1**, 479-489.
- Koukouvelas, I.K. and Doutsos, T., 1996. Implications of structural segmentation during earthquakes: the 1995 Egion earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, **18**, 1381-1388.
- Koukouvelas, K.I., 1998. The Egion Fault, earthquake-related and long-term deformation, Gulf of Corinth, Greece. *J. Geodynamics*, **26**, no. 24, 501-513.

- Kouskouna, V., Papadimitriou, P., Kaviris, G., Papadopoulos, G., Plessa, A. and Makropoulos, K., 2003. Characteristic fault directions and rupture zones obtained from historical and instrumental earthquakes in the Gulf of Corinth. *Jour. Seismology*, submitted.
- Lancieri M., Zollo A., 2008. A Bayesian approach to the real-time estimation of magnitude from the early P and S wave displacement peaks. *J. Geophys. Res.*, **113**, B12302, doi:10.1029/2007JB005386.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, **60**, 1–42.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallement, S., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, **100**, 12675– 12690.
- Leeder, M.R., Collier, R.E., Abdul Aziz, L.H., Trout, M., Ferentinos, G., Papatheodorou, G. and Lyberis, E., 2002. Tectono-sedimentary processes along an active marine/lacustrine margin: Alkyonides Gulf, E. Gulf of Corinth, Greece. *Basin Research*, **14**, 25-41.
- Leeder, M.R., Mack, G.H., Brasier, A.T., Parrish, R.R., MacIntosh, W., Andrews, E.J. and Duermeijer C.E., 2008. Late-Pliocene timing of Corinth (Greece) rift-margin fault migration. *Earth and Planetary Science Letters*, **274**, 132-141.
- Lomax, A., Satriano, S. and Vassallo, M., 2012. Automatic picker developments and optimization: FilterPicker-a robust, broadband picker for real-time seismic monitoring and earthquake early warning. *Seism. Res. Let.*, **83**, 531-540, doi: [10.1785/qsr.83.3.531](https://doi.org/10.1785/qsr.83.3.531)
- Lyon-Caen, H., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Pacchiani, F. and Patau, G., 2004. First results of the CRLN seismic network in the Western Corinth Rift: Evidence for old-fault reactivation, C. R. *Geoscience*, **336**, 343-351.
- Makris, J., 1976. A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. *Tectonophysics*, **36**, 339-346.
- Makropoulos, K., Kaviris, G., Kouskouna, V., 2012. An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12**, 1425–1430.
- Makropoulos, K.C. and Burton, P.W., 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **65**, 741- 762.
- Mariolakos, I. and Stiros, S. C., 1987. Quaternary deformation of the Isthmus and Gulf of Corinthos (Greece). *Geology*, **15**, 225-228.

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidge, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toks, M. N., Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 5.695–5.719.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **55**, 217-254.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 109–185.
- Meijer, P. T. and Wortel, M.J.R., 1997. Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. *Tectonics*, **16**, 879-895.
- Mercier, J., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Phil. Tans. R.Soc. Lond.*, A300, 337–355.
- Mert, A., Alcik, H., Erdik, M., Gul, M., Ozel, O., and Fahjan, Y., 2004. Istanbul Earthquake Rapid Response and the Early Warning System. 13th Conference on Earthquake Engineering. Vancouver.
- Midorikawa, S., Miura, H., Ohmachi, T., 2008. Report on the 2008 Iwate-Miyagi-Nairiku, Japan Earthquake (<http://www.enveng.titech.ac.jp/midorikawa/pdf/NCU-TIT08midorikawa.pdf>)
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., Micarelli, L., 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben. *Journal of Geodynamics*, **36**, 323 - 340.
- Mouyaris, N., Papastamatiou, D. and Vita-Finzi, C., 1992. The Helice Fault. *Terra Nova*, **4**, 124-129.
- Nakamura, Y., Saita, J., Sato, T., 2011. On an earthquake early warning system (EEWS) and its applications. *Soil Dyn. Earth. Eng.*, **31**, 127-136, doi: 10.1016/j.soildyn.2010.01.012.
- Olson, M., Liu, A., Faulkner, M., Chandy, K. M., 2011. Rapid Detection of Rare Geospatial Events: Earthquake Warning Applications. Proceedings of the 5th ACM International Conference on Distributed Event Based System, 89-100, doi: 10.1145/2002259.2002276.
- Oncescu, M.C., Bonjer K.-P. and Rizescu M., 1999. Weak and strong ground motion of intermediate depth earthquakes from the Vrancea region, in Vrancea Earthquakes:

- Tectonics, Hazard and Risk Mitigation, edited by F. Wenzel, D. Lungu, and O. Novak, 27–42, Springer, New York.
- Ori, G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (Miocene - Pleistocene) Greece. *Geology*, **17**, 918-921.
- Papadopoulos, G. A., 2000. Historical earthquakes and tsunamis in the Corinth rift, central Greece, publ. No. **12**, National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics.
- Papastamatiou, J., 1960. La Géologie de la région montagneuse du Parnasse – Kiona – Oeta. *Bull. Soc. Géol. France*, **2**, 398-409.
- Papatheodorou, G. and Ferentinis, G., 1993. Sedimentation processes and basin- Alling depositional architecture in an active asymmetric graben: Strava graben, Gulf of Corinth, Greece. *Basin Research*, **5**, 235-253.
- Papazachos, B. and Papazachou, C., 1997. Earthquakes in Greece, Ekdoseis Ziti, Thessaloniki.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E. 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.
- Papazachos, B. C., Comninakis, P. E., Papadimitriou, E. E. and Skordilis, E. M., 1984. Properties of the February - March 1981 seismic sequence in the Alkionides gulf of central Greece. *Annales Geophysicae*, **2**, 537-544.
- Papazachos, B.C., 1976. Seismic activity along the Saronikos Corinth/Patras Gulf. Mon. Bull. Seismol. *Inst. Nat. Obs.*, 35-42, Athens.
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B., Louvari, E.K., 1998. Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **39**, 199–218.
- Papazachos, C.B., 1999. Seismological and GPS evidence for the Aegean–Anatolia interaction. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2653–2656.
- Parsons, T., 2004. Recalculated probability of $M \geq 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey, *J. Geophys. Res.*, **109**, B05304, doi 10.1029/2003JB002667.
- Peng, H., Z. Wu, Y.-M. Wu, S. Yu, D. Zhang, and W. Huang, 2011. Developing a prototype earthquake early warning system in the Beijingcapital region. *Seismol. Res. Lett.*, **82**, 394–403.
- Perissoratis, C., Mitropoulos, D. and Angelopoulos, I., 1986. Marine geological research at the E. Korinthiakos Gulf. Special Issue of Geology and Geophysical Research, IGME, Athens, Greece.

- Perissoratis, C., Piper, D.J.W., Lykousis, V., 2000. Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. *Mar. Geol.*, **167**, 391–411.
- Piccardi, L., 2000. Active faulting at Delphi, Greece: seismotectonic remarks and a hypothesis for the geologic environment of a myth. *Geology*, **28** (7), 651–654.
- Pinar A., Alcik H., Mert A., Zulfikar C., 2013. Developments in the Earthquake Early Warning System for Istanbul, NW Turkey. Japan Geoscience Union Meeting, Makuhari, Chiba, Japan.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Teksöz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia –Africa –Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983–9999.
- Renz, C., 1995. Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentären Formationen Griechenlands. I.G.S.R., Athens, 637.
- Roberts, S. and Jackson, J., 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview. *Special Publications of the Geol. Soc. of London*, **56**, 125-142.
- SAC. Seismic analysis code (IRIS.edupage), 2009, /<http://www.iris.edu/software/sacS> (last accessed January 2010).
- Sachpazi, M., Clement, C., Laigle, M., Hirn, A., Roussos, N., 2003. Rift structure, evolution and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**, 243– 257.
- Satriano, C., Elia, L., Martino, C., Lancieri, M., Zollo, A., Iannaccone, G., 2011. PRESTo, the earthquake early warning system for Southern Italy: Concepts, capabilities and future perspectives. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering.*, **31**, 137-153.
- Satriano C., Lomax A. and Zollo A., 2008. Real-time evolutionary earthquake location for seismic early warning”. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98** (3), 1482-1494, doi: 10.1785/0120060159
- Schmidt, J., 1879. Studien über Erdbeben. Carl Schottze, Leipzig, 68-83.
- Scientific Earthquake Studies Advisory Committee, 2007. Annual Report for 2007 of the Scientific Earthquake Studies Advisory Committee to the Director of the U.S. Geological Survey. Retrieved from http://earthquake.usgs.gov/aboutus/sesac/docs/sesac_07report.pdf
- SDL. Simple Direct Media Layer: multi-platform library for multimedia applications, 2009, /<http://www.libsdl.orgS> (last accessed January 2010).
- SeedLink. Real-time seismological data transmission protocol (IRIS.edupage), 2009, /<http://www.iris.edu/data/dmc-seedlink.htmS> (last accessed January 2010).

- Shebalin, N. V., 1974. Catalogue of earthquakes. Part 1, 1901-1970, Part 2, prior to 1901. UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region, Skopje.
- Sieberg, A., 1932. Erdbebengeographie, Handbuch der Geophysik, Berlin, 687-1005.
- Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, **28**, 83-86.
- Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder., M. and Collier, R., 2002. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance. *Basin Res.*, **14**, 487-502.
- Stewart, I. and Vita-Finzi, C., 1996. Coastal uplift on active normal faults: the Eliki fault, Greece. *Geophys. Res. Letters*, **23**, 1853-1856.
- Stroustrup, B., 1997. The C++programming language.thirded..Addison-Wesley; 1997.
- Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, a. a., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M. B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R. M. W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J. M., Scotti, O., Živčić, M., Albini, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D., & Giardini, D., 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. *J. Seismol.*, **17**(2), 523–544. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9335-2>.
- Suárez, G., D. Novelo, and E. Mansilla, 2009. Performance evaluation of the seismic alert system (SAS) in Mexico City: A seismological and a social perspective. *Seismological Research Letters*, **80** (5), 707–714. Res. 2008; 113 (B12), doi:10.1029/2007JB005386.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.
- Tiberi, C., 2000. Rift de Corinthe et d'Evvia (Grèce): structure lithosphérique par tomographie téléésismique et gravimétrie. Thèse de 3ième cycle de l'université de Paris VII.
- Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H., King, T., 2001. Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophysical Journal International*, **145**, 797-808.
- Tokyo Metropolitan Government, 2010. Tokyo Metropolitan Government Buildings. Retrieved from <http://www.metro.tokyo.jp/ENGLISH/TMG/outline.htm>
- Tselentis, G-A, Melis, N.S., Sokos, E. and Papatsimpa, K., 1996. The Egeion June 15, 1995 (6.2 ML) earthquake, Western Greece. *Pageoph.*, **147**, 83-98.
- Udu-gama, N., 2009. Mobile Cell Broadcasting for Commercial Use and Public Warning in the Maldives. Retrieved from

http://lrneasia.net/wpcontent/uploads/2009/07/CB_Maldives_FINAL_2009_041.pdf

United States Geological Survey, 2011. Magnitude 9.0 – Near the East Coast of Honshu, Japan. Retrieved from <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/>

Vervaeck, A., Daniell, J., 2011. Massive 8.9 aftershock / earthquake along the Japanese coast. Retrieved from <http://earthquake-report.com/2011/03/11/massiveearthquake-out-of-the-honshu-coast-japan/>.

Walia, V., T. F. Yang, S. J. Lin, W. L. Hong, C. C. Fu, K.L. Wen, and C. H. Chen, 2009: Geochemical variation of soil-gas composition for fault and earthquake precursory studies along Hsincheng fault in NW Taiwan. *Appl. Radiat. Isot.*, **67**, 1855-1863, [dx.doi.org/10.1016/j.apradiso.2009.07.004](https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2009.07.004).

Wang, T., Pan, Z., Chen, T., Gu, J., Cui, J., Zhu, J., and Peng, H., 2012. A general introduction of the Earthquake Early Warning System in Wenchuan, China. 15 WCEE. Lisboa.

Wenzel F., Onescu M., Baur M., Fiedrich F., 1999. An early warning system for Bucharest. *Seismological Research Letters*, **70**, 161-169.

Wu, S., 2014. Future of Earthquake Early Warning: Quantifying Uncertainty and making fast automated decisions for applications. Pasadena: California Institute of Technology.

Yamada, M., 2011. The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Earthquake Hazard Division at Kyoto University. Retrieved from <http://www.eqh.dpri.kyotou.ac.jp/~masumi/ecastweb/110311/index.htm>.

Yamasaki, E., 2011. What We Can Learn From Japan's Earthquake Early Warning System. *Penn libraries, Momentum*, **1**, 1-28.

Zelt, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M., Hirn, A., 2005. Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth, Greece. *Geophys. J. Int.*, **162**, 257–268.

Zollo, A., Iannaccone, G., Lancieri, M., Cantore, L., Convertito, V., Emolo, A., Festa, G., Gallovic, F., Vassallo, M., Martino, C., Satriano, C., and Gasparini, P., 2009, The Earthquake Early Warning System in Southern Italy: Methodologies and Performance Evaluation: *Geophysical Research Letters* 2009:36:L00B07, doi: 10.1029/2008GL036689.

Βαλκανιώτης, Σ., 2009. Συσχέτιση Νεοτεκτονικών Δομών και Σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου (Κεντρική Ελλάδα). Θεσσαλονίκη.

Γεωργιάδης, Σ.Α., 1904. Περί σεισμών και κατασκευής αντισεισμικών οικοδομημάτων. Τυπογρ. Σ. Κουσουλίνου, Αθήνα, 246 σελ.

- Ευαγγελάτου- Νοταρά, Φ, 1986. Ο σεισμός του 1402 στην Αχαΐα και άλλες περιοχές. Πρακτικά Β' τοπικού συνεδρίου Αχαϊκών σπουδών, Καλάβρυτα, 24-27 Ιουνίου, Πελοποννησιακά, 241-251.
- Ζυγούρη, Β., 2009. Αλληλεπίδραση Ρηγμάτων και σεισμική Επικινδυνότητα στον Ανατολικό Κορινθιακό. Πάτρα.
- Καβύρης, Γ., 2003. Μελέτη Ιδιοτήτων σεισμικών πηγών Ανατολικού Κορινθιακού κόλπου. Αθήνα.
- Κορινθιακός Κόλπος. Ανάκτηση από <http://korinthiakos.info/>
- Κούκης, Γ. και Ρόζος, Δ., 1982. Γεωλογικά και Γεωτεχνικά στοιχεία των σεισμών Φεβρουάριου - Μαρτίου 1981 στον Κορινθιακό Κόλπο. *Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, **57**, 406-425.
- Κούστας, Γ., 1858. Σεισμός Κορίνθου, Πανδώρα, τομ. Θ', 202, 15 Αυγ. 1858, 225-229.
- Μαρίνος, Π., Κούκης, Γ., Στουρνάρας, Γ. και Σκιάς, Σ., 1986. Κοτολισθητικά φαινόμενα από τους σεισμούς των Αλκυονίδων 1981. Σύνδεση με τα ενεργά ρήγματα και χωροταξικός σχεδιασμός της περιοχής. *Δελτ. Κεντ. Ερευνών Δήμος. Έργων*, 3-4, 93-105.
- Μαριολάκος, Η., 1975. Σκέψεις και απόψεις επί ορισμένων προβλημάτων της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της Πελοποννήσου. *Ann. Geol. des Pays Hellen.*, **27**, 215-313.
- Μίχας, Γ., 2009. Μελέτη της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου, Αθήνα.
- Μουντράκης, Δ. Μ., 2010. Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας, 1^η έκδ., Θεσσαλονίκη, University Studio Press, 374σ.
- Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., 2003. Οι Σεισμοί της Ελλάδας (Γ). Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Παπαναστασίου, Δ. και Γάκη-Παπαναστασίου, Κ., 1998. Ο σεισμός του Αιγίου (15-6-1995), σεισμοτεκτονικές παρατηρήσεις και γεωμορφικές επιπτώσεις στο φυσικό περιβάλλον. Πρακτ. 4ου Πανελλ. Γεωγρ. Συνεδρ., 12-14 Οκτωβρίου 1995, Αθήνα, 1998, 228- 239.
- Πουλημένος, Γ., 1991. Τεκτονική ανάλυση και ιζηματολογία του δυτικού τμήματος της κορινθιακής τάφρου. Διδακτ. διατριβή Παν/μιο Πατρών, 298.
- Σεργίου, Σ., 2015. Σύγχρονες διεργασίες ιζηματογένεσης στον δυτικό Κορινθιακό Κόλπο. Πάτρα.
- Στείρος, Σ., 1991. Μηχανισμός της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού στον Κορινθιακό Κόλπο. Διδακτορική Διατριβή, Ε.Κ.Π.Α., Αθήνα, 1991.

Στεφάτος, Α., 2005. Μελέτη ιζηματογενών διεργασιών και τεκτονικών δομών στον Κορινθιακό Κόλπο με τη χρήση γεωφυσικών μεθόδων. Πάτρα.

Τάταρης, Α., 1964. Οι μεσσηρωκαϊνικοί βωξίται της ζώνης Τριπόλεως και τα ενδοηρωκαϊνικά τεκτονικά γεγονότα. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 5/2, 36-58.

Τριανταφύλλου, Κ.Ν., 1959. Ιστορικών Λεξικών Πατρών, Πάτραι.

ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΕΣ

- ✓ <http://bbnet.gein.noa.gr/HL/>
- ✓ <http://bbnet.gein.noa.gr/HL/databases/database>
- ✓ <http://ew.caltech.edu>
- ✓ <http://geophysics.geo.auth.gr/ss/>
- ✓ <http://korinthiakos.info>
- ✓ <http://www.gein.noa.gr/el/diktua/ethniko-seismologiko-diktuo>
- ✓ <http://www.rissclab.unina.it/en/projects-all/46-isnet-irpinia-seismic-network-2>
- ✓ <https://earthquake.usgs.gov/research/earlywarning/background.php>
- ✓ <https://twitter.com/FreedomSocietyX/status/910222184211087361>
- ✓ <https://www.shakealert.org>
- ✓ www.earthquake.usgs.gov