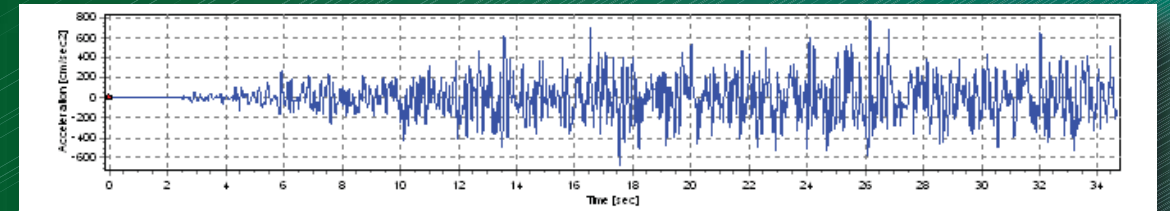




ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ - ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

Στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από το σεισμό του 365 μ.Χ. Mw8.3 δυτικά της Κρήτης



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ
ΤΣΑΚΙΡΟΥΔΗ ΕΥΑΓΓΕΛΙΑ

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ
ΚΥΡΑΤΖΗ ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ
ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΑΡΤΙΟΣ 2012
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Πρόλογος

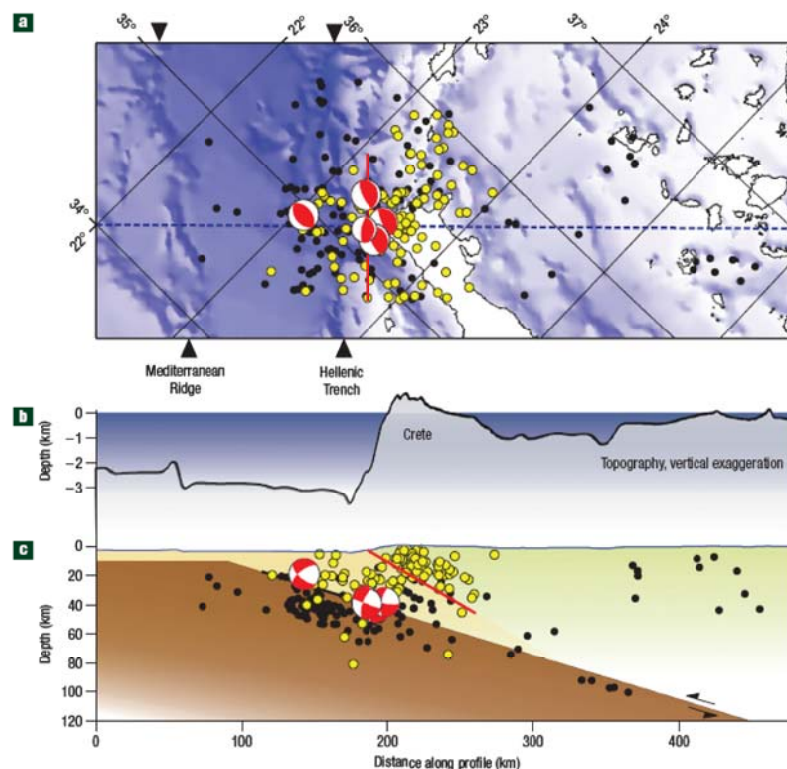
Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε κατά τη διάρκεια του ακαδημαϊκού έτους 2011-2012 με επιβλέπουσα την Καθηγήτρια Σεισμολογίας Κυρατζή Αναστασία και υπάγεται στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 : ΕΙΣΑΓΩΓΗ-ΣΚΟΠΟΣ

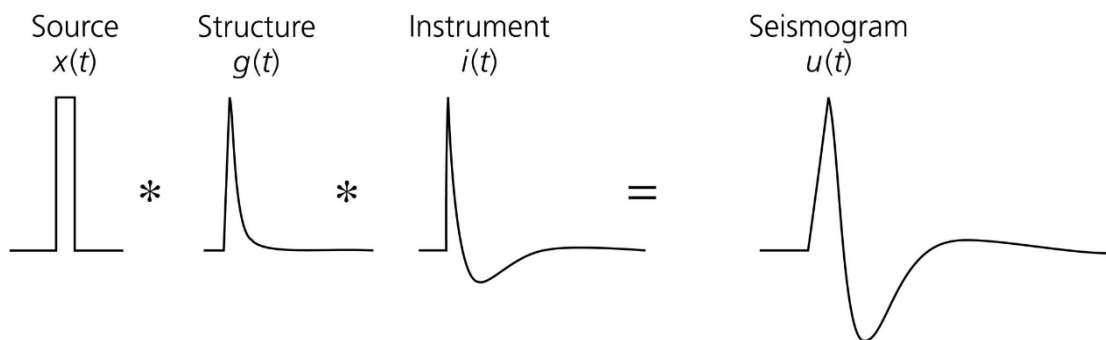
Η παρούσα διπλωματική εργασία αναφέρεται στο μεγαλύτερο γνωστό σεισμό της Μεσογείου, ο οποίος συνέβη το 365 μ.Χ. στο βορειοδυτικό άκρο της Κρήτης. Με μέγεθος $M_w=8.3$, ο σεισμός αυτός συνοδεύτηκε από τσουνάμι, το οποίο είναι, επίσης, το μεγαλύτερο της Μεσογείου, προκαλώντας πλείστες ανθρώπινες απώλειες και υλικές καταστροφές, όπως μαρτυρούν ιστορικές πηγές, οι κυριότερες από τις οποίες παρατίθενται στην πορεία. Η Κρήτη είναι το μεγαλύτερο νησί της Ελλάδας και κατοικείται από μεγάλο ποσοστό του ελληνικού πληθυσμού. Εποχιακά, φιλοξενεί και μεγάλη μερίδα τουρισμού. Συνεπώς, η στοχαστική προσομοίωση ενός αναπόφευκτου μελλοντικού σεισμού, εκτός από γεωλογικό ενδιαφέρον, αποκτά και κοινωνική βαρύτητα.

Στη συνέχεια, περιγράφεται το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής, το οποίο σχετίζεται με τη βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, προκαλώντας ανάστροφα ρήγματα κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Ένα από αυτά τα ρήγματα, είναι και αυτό που προκάλεσε το σεισμό Κρήτης του 365 μ.Χ. Οι επιστημονικές απόψεις για το μήκος του δε συμφωνούν. Σύμφωνα με εμπειρικές σχέσεις, το μήκος του είναι 240 km (Papazachos et al., 2000; Wells and Coppersmith, 1994), ενώ μορφολογικές ενδείξεις προτείνουν μήκος της τάξεως των 100 km (Shaw et al., 2008).



Εικόνα .1 Η κάτοψη (επάνω) και η τομή (κάτω) του ρήγματος της Κρήτης. (Shaw et al., 2008)

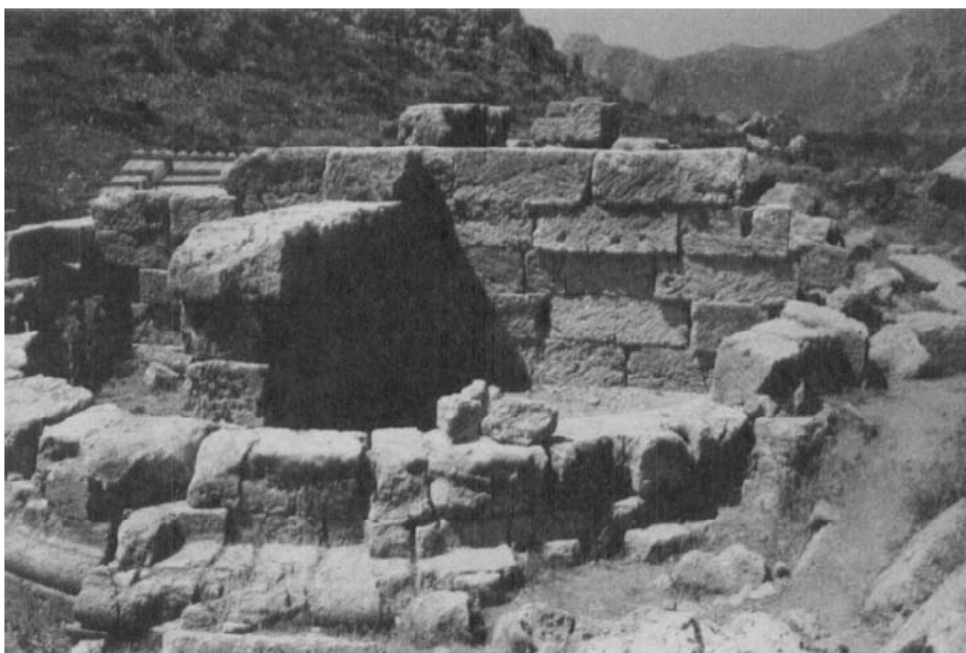
Σκοπός της παρούσας πτυχιακής εργασίας είναι η στοχαστική προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων του σεισμού Κρήτης 365 μ.Χ., σε κοντινό πεδίο (Κρήτη), μέσο (Καλαμάτα) και μακρινό (Αθήνα), με τη μέθοδο των Beresnev and Atkinson (1997). Στη μέθοδο αυτή, διαιρούμε το ρήγμα σε υπορήγματα, θεωρώντας το καθένα από αυτά σημειακή πηγή με ένα φάσμα τύπου ω^{-2} , και προσθέτοντας τις συνεισφορές της κάθε υποπηγής στο σημείο παρατήρησης, εξάγεται το συνθετικό στοχαστικό επιταχυνσιόγραμμα. Η αρχή της τεχνικής αυτής είναι το ότι οι παρατηρούμενες υψίσυχνες εδαφικές κινήσεις μπορούν να χαρακτηριστούν ως Γκαουσιανός θόρυβος πεπερασμένης διάρκειας. Η μέθοδος αυτή αποτελεί ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο στην έρευνα της εδαφικής κίνησης και περιγράφεται αναλυτικότερα παρακάτω. Στο τελευταίο μέρος του συγγράματος αυτού, παρατίθενται οι στοχαστικές προσομοιώσεις του σεισμού Κρήτης 365 μ.Χ. για τις διάφορες παραμέτρους του τεκτονικού αυτού γεγονότος, καθώς επίσης, αναλύονται και οι ιδιότητες του χειρότερου σεναρίου. Η μοντελοποίηση θα είναι στοχαστική, καθώς δεν υπάρχει κάποια βάση δεδομένων, ώστε να μπορεί να συγκριθεί.



Εικόνα 1. Το στοχαστικό επιταχυνσιόγραμμα εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της πηγής, του μέσου διάδοσης και του δέκτη. (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΣΕΙΣΜΟΣ ΚΡΗΤΗΣ 365 μ.Χ.

Πρόκειται για τον μεγαλύτερο γνωστό σεισμό της Μεσογείου, ο οποίος συνοδεύτηκε από το επίσης μεγαλύτερο γνωστό θαλάσσιο κύμα βαρύτητας. Συνέβη την 21^η Ιουλίου του 365 μ.Χ. με επίκεντρο κοντά στο νοτιοδυτικό άκρο της Κρήτης, σε ανάστροφο ρήγμα βορειοδυτικής διεύθυνσης και κλίσης προς το Αιγαίο. Η μετατόπιση στο ρήγμα είναι της τάξεως των 10 m περίπου, όπως έχει υπολογισθεί στο παρελθόν (Papazachos and Papazachou, 2002), με αξιοσημείωτο αποτέλεσμα την ανύψωση του Ρωμαϊκού λιμανιού της Φαλάσαρνας κατά 6,6 m (Pirazzoli et al., 1992). Με μέγεθος $M_w = 8.3$, ο σεισμός αυτός προκάλεσε τεράστιες ζημιές στις γύρω περιοχές, κυρίως λόγω του τσουνάμι. Ιστορικές αναφορές δείχνουν ότι πολλές πόλεις της Κρήτης καταστράφηκαν, ενώ το τσουνάμι έφτασε έως την Αλεξάνδρεια της Αιγύπτου, τη Σικελία, την Κύπρο, τη Λιβύη κ.α. προκαλώντας το θάνατο χιλιάδων ανθρώπων.



Εικόνα 2.1 Το ρωμαϊκό λιμάνι της Φαλάσσαρνας Κρήτης (Pirazzoli et al., 1992)

2.1 ΙΣΤΟΡΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Ο σεισμός του 365 μ.Χ. αναφέρεται σε πολλά κείμενα της εποχής καθώς επηρέασε απόλυτα όλους τους πολιτισμούς της Μεσογείου. Όσον αφορά την αξιοπιστία των ιστορικών πηγών, είναι γνωστό ότι η καταγραφή των γεγονότων είναι κάποιες φορές επιλεκτική για λόγους πολιτικο-ιδεολογικής σκοπιμότητας. Για παράδειγμα, ο συγγραφέας Σωζόμενος παρουσιάζει τον σεισμό ως την οργή του θεού για τον θάνατο του κατακτητή Ιουλιανού, ο οποίος προσπαθούσε να ανοικοδομήσει την δωδεκαθεϊστική θρησκεία εις βάρος της επικρατούσας χριστιανικής! Παρ' όλα αυτά, οι ιστορικές αναφορές συγκλίνουν στο ότι 1) ένας καταστροφικός σεισμός συνέβη στην ανατολική Μεσόγειο την 21^η Απριλίου του 365 μ.Χ., 2) ο σεισμός αυτός ήταν ασυνήθιστα μεγάλου μεγέθους και 3) ο σεισμός συνοδεύτηκε από τσουνάμι με εξαιρετικά καταστροφικές συνέπειες. Παρακάτω παρατίθενται κάποιες σχετικές αναφορές, όπως αποτυπώνονται στο βιβλίο 'Σεισμοί της Ελλάδος' (Papazachos and Papazachou, 2002).

Ο Αμμιανός Μαρσελίνος (330-400 μ.Χ.) γράφει για έναν πολύ καταστροφικό σεισμό, τον οποίο ακολούθησε τσουνάμι με συνέπεια την καταστροφή της Αλεξάνδρειας και άλλων παράκτιων περιοχών ακριβώς κατά την 21^η Απριλίου 365 μ.Χ. Συγκεκριμένα γράφει πως η τρομερή καταστροφή ξέσπασε απότομα σ' ολόκληρο τον «κόσμο», παρόμοια της οποίας δε βρίσκει κανείς πουθενά, ούτε καν στους θρύλους. Λίγο μετά το πρώτο φως της αυγής, μετά από βροντές και αστραπές, ολόκληρη η γη συνταράχθηκε. Λέει πως η θάλασσα αποσύρθηκε, ο βυθός της αποκαλύφθηκε και

φάνηκαν στη λάσπη θαλάσσια όντα και 'οροσειρές' που ήταν μέχρι τότε σκεπασμένες με νερό.. Πολλά πλοία εξόκειλαν και κάποιοι άνθρωποι μάζευαν ψάρια στα λιγοστά νερά που έμειναν. Όμως τα θαλάσσια κύματα επανήλθαν υπερυψωμένα ισοπεδώνοντας τα πάντα στο πέρασμά τους. Χιλιάδες άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους. Όταν η μανία των νερών κόπασε, φάνηκαν κατεστραμμένα πλοία και πτώματα ναυαγών. Μάλιστα, ο Αμμιανός Μαρσελίνος αναφέρει ότι μεγάλα πλοία εκσφενδονίστηκαν σε στέγες σπιτιών και πως βρέθηκαν πλοία ακόμη και σε απόσταση δύο μιλίων μέσα στη ξηρά.

Ο Ιερώνυμος (347-420 μ.Χ.) γράφει για έναν 'παγκόσμιο' σεισμό και ένα τσουνάμι που κατέστρεψε τη Σικελία και άλλα νησιά. Ο Ιερώνυμος ισχυρίζεται ότι οι κάτοικοι της Επιδάουρου(σημερινή πόλη Cavtat στις ακτές της Δαλματίας στην Αδριατική) είδαν το θαλάσσιο κύμα από μακριά και προσευχήθηκαν σε κάποιον 'άγιο' ο οποίος 'στάθηκε μπροστά στην παραλία και το απέτρεψε'!

Ο Αθανάσιος ο Αλεξανδρινός έγραψε πως την πρώτη μέρα της βασιλείας του Valen και της Valentinian (δηλαδή την 21^η Απριλίου 365 μ.Χ.) περισσότερες από 100 πόλεις της Κρήτης καταστράφηκαν από έναν μεγάλο σεισμό, συνοδευμένο από τσουνάμι. Επίσης, αναφέρει πως η θάλασσα αποσύρθηκε από ανατολικά και πως σε κάποια μέρη η θάλασσα πλημμύρισε την ξηρά ενώ αλλού αποσύρθηκε.

Ο ιστορικός Σοζώμενος (5^{ος} αι. μ.Χ.) αναφέρει ότι τα σπίτια κατέρρευσαν και πως ο κίνδυνος ήταν εξίσου υψηλός τόσο μέσα όσο και έξω από τα σπίτια. Αναφέρει τεράστιες ζημιές στην Αλεξάνδρεια, στην οποία τα νερά αρχικά αποσύρθηκαν και μετά επανήλθαν δυναμικά, τόσο που παρέσυραν μέχρι και πλοία στις στέγες, σκορπώντας τον θάνατο. Η μέρα αυτή καθιερώθηκε ως επέτειος και γιορτάζονταν κάθε χρόνο. Υπάρχουν ενδείξεις ότι η μέρα ονομάστηκε «Μέρα του Τρόμου» .

Ο Λιβάνιος έγραψε πως όλες οι πόλεις της Λιβύης, πολλές της Παλαιστίνης, οι περισσότερες της Σικελίας και σχεδόν όλες της Ελλάδας είναι πλέον ερείπια.

Ο Ζώσιμος (5^{ος} αι. μ.Χ.) γράφει ότι περισσότερο σείστηκε η Κρήτη και λιγότερο η Πελοπόννησος και η υπόλοιπη Ελλάδα. Ισχυρίζεται πως μόνο η Αθήνα δεν επηρεάστηκε επειδή οι Αθηναίοι είχαν κάνει δημόσια εκδήλωση προς τιμήν του ήρωα Αχιλλέα την προηγούμενη μέρα.

Ο Θεοφάνης έγραψε ότι στην Αλεξάνδρεια το κύμα ξεπέρασε τις ψηλές οικοδομές και τα τείχη και έριξε πλοία στις αυλές. Πολλοί ναυτικοί ανέφεραν ότι τα πλοία τους στην Αδριατική άγγιξαν τον πυθμένα της θάλασσας και συνέχισαν την πλεύση όταν το νερό επανήλθε.

Ο Σωκράτης ο Σχολαστικός αναφέρει ότι εκεί που πριν περπατούσες, τώρα μπορούσες να πλεύσεις και πως σε κάποια μέρη η θάλασσα υποχώρησε τόσο πολύ που ο πυθμένας φαινόταν ξηρός.

Ο Κεδρηγός αναφέρει ότι χάθηκαν πολλά μέρη της Κρήτης, Αχαΐας, της Βοιωτίας, της Ηπείρου και της υπόλοιπης Ελλάδας, ενώ στην Αλεξάνδρεια πνίγηκαν 50,000 άνθρωποι.

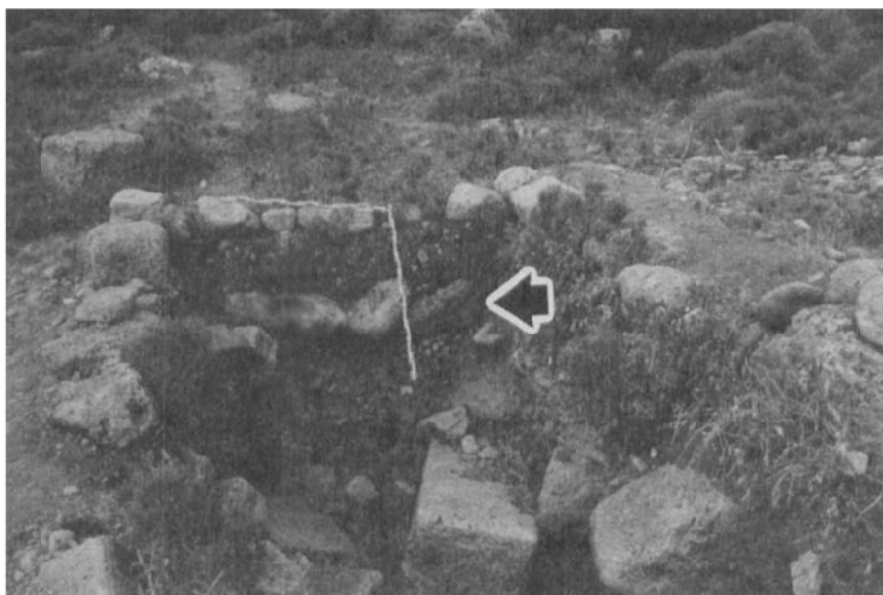
Ox ID	Organism	Location	Height (m)	Top of palaeoshore (m)	¹⁴ C age BP	Calibrated age range (68.2% prob.)	Calibrated age range (98.4% prob.)
16743	coral (S)	PHA 1	3.5	6.6	1,985 ± 28	AD 415–546	AD 340–604
16745	coral (B)	PAL 8	9.0	9.0	2,019 ± 28	AD 360–507	AD 282–565
16991	coral (S)	PHA 3	3.0	6.6	2,032 ± 28	AD 338–484	AD 271–551
17669	bryozoa (My)	CHS 1	3.3	7.9	2,129 ± 27	AD 238–378	AD 159–428
17670	bryozoa (My)	CHS 2	3.0	7.9	2,071 ± 27	AD 297–431	AD 235–515
17671	bryozoa (My)	CHS 5	2.5	7.9	2,019 ± 27	AD 360–506	AD 284–564
17672	bryozoa (My)	CHS 5	2.5	7.9	2,024 ± 26	AD 351–500	AD 280–556
17673	coral (Ca)	CHS 7	6.0	7.9	2,345 ± 27	BC 22–AD 109	BC 100–AD 179
17674	coral (Ca)	AGM	3.0	5.5	1,977 ± 26	AD 423–550	AD 352–608
17675	bryozoa (My)	SOU NB2	2.2	6.7	2,119 ± 29	AD 249–388	AD 166–438
17676	bryozoa (My)	GRAM 2	4.7	9.0	1,878 ± 25	AD 539–653	AD 456–675
17677	bryozoa (My)	GRAM 4	2.0	9.0	2,015 ± 28	AD 366–514	AD 288–570
17678	coral (S)	PHA 2	3.4	6.6	2,028 ± 27	AD 344–489	AD 275–553
13809	bivalve	CHS T1	20–24	7.9	39,180 ± 300	41101–40661	41851–40327
14085	bivalve	CHS T2	20–24	7.9	37,700 ± 250	40615–39981	40649–39237
16995	bivalve	PAL T	20–24	9.0	47,300 ± 550	53063–45967	53461–45621

Εικόνα 2.2 Γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο ¹⁴C κοραλλιών της περιοχής. Οι ηλικίες με την **bold γραφή περιέχουν το έτος 365 μ.Χ. (Shaw et al., 2008)**

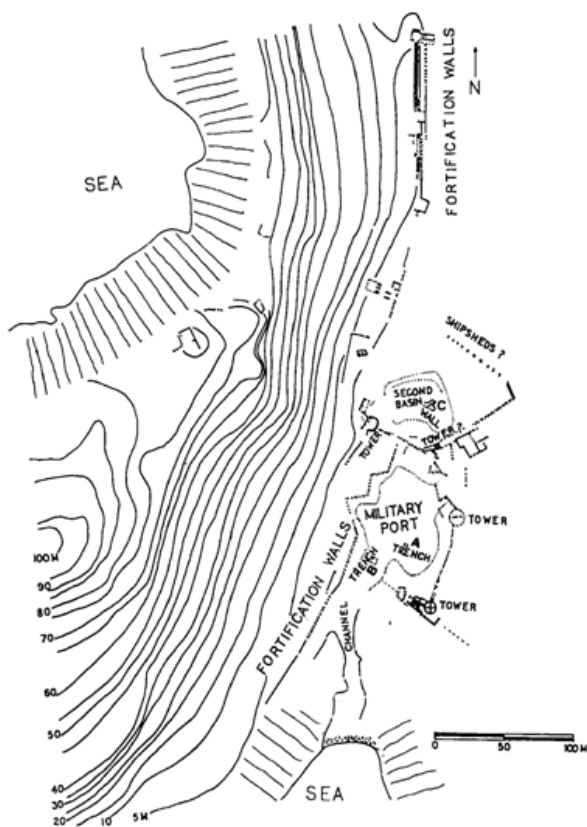
2.2 ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΕΣ ΕΝΔΕΙΞΕΙΣ

Κίσσαμος, δυτική Κρήτη

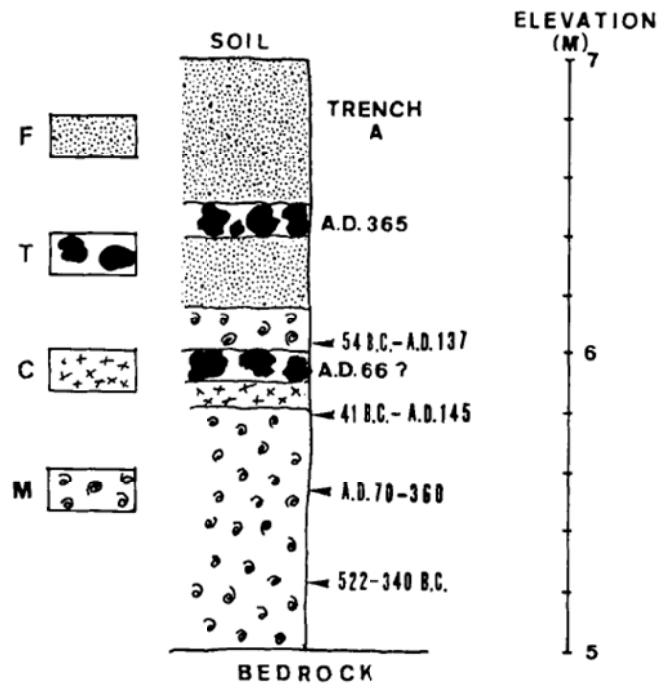
Η στρωματογραφία της περιοχής δηλώνει την ύπαρξη ενός ισχυρού σεισμού μεταξύ 300-650 μ.Χ., ο οποίος προκάλεσε το θάνατο πολλών ανθρώπων, κάποιοι από τους οποίους βρέθηκαν θαμμένοι κάτω από τα ερείπια. Τα νομίσματα που βρέθηκαν στα ερείπια ακόμη και στις τσέπες των ατόμων υποδεικνύουν την περίοδο 355-361 μ.Χ. Εντυπωσιακή είναι η ανύψωση του λιμανιού στην περιοχή της Φαλάσσαρνας κατά 6,6 m και οι αποθέσεις που άφησε το τσουνάμι .



Εικόνα 2.3 Αποθέσεις χονδροειδούς υλικού που άφησε το τσουνάμι κατά το σεισμό του 365 μ.Χ. στο ρωμαϊκό λιμάνι της Φαλάσσαρνας. Στο κάτω μέρος, διακρίνονται επεξεργασμένοι λίθοι της εποχής. (Pirazzoli et al., 1992)



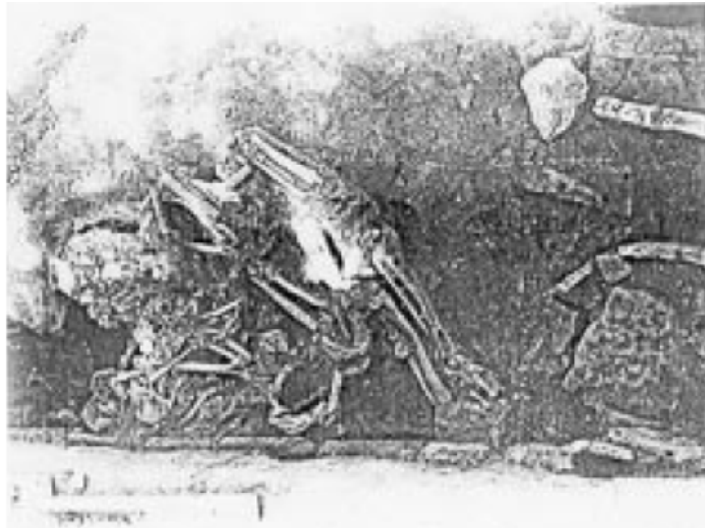
Εικόνα 2.4 Το ρωμαϊκό λιμάνι της Φαλάσσαρνας βρίσκεται σήμερα περίπου 7 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας. (Pirazzoli et al., 1992)



Εικόνα 2.5 Στρωματογραφική στήλη της περιοχής Φαλάσσαρνα Κρήτης. F: Αποθέσεις γλυκού νερού T: Αποθέσεις τσουνάμι C,M: Θαλάσσιες αποθέσεις (Pirazzoli et al., 1992)

Ελεύθερνα, κεντρική δυτική Κρήτη

Όπως και στην Κίσσαμο, έτσι και εδώ οι ανασκαφές υποδηλώνουν μεγάλη σεισμική καταστροφή, με την εύρεση εργαλείων, αντικειμένων και σκελετών κάτω από συντρίμια. Τα νομίσματα με την όψη του κατακτητή Κωνσταντίνου Β' υποδεικνύουν την περίοδο 351-361 μ.Χ.



Εικόνα 2.6 Αρχαιολογικές ανασκαφές στα Ελεύθερνα Κρήτης έφεραν στο φως τους σκελετούς ενός άντρα και ενός παιδιού, που θάφτηκαν κατά τη διάρκεια ενός σεισμού που χρονολογείται λίγο μετά το 361 μ.Χ. Ο πιο πιθανός είναι ο σεισμός του 365 μ.Χ. (Stiros 2000)

Γόρτυνα, κεντρική Κρήτη

Και σε αυτήν την περιοχή υπάρχουν ενδείξεις ισχυρού σεισμού την περίοδο εκείνη. Συγκεκριμένα, δημόσια κτίρια είχαν κατασκευαστεί με υλικά από τα συντρίμια.

Κόρινθος, βόρεια Πελοπόννησος

Υπάρχουν ενδείξεις δυο φάσεων καταστροφών σε πολλά κτίρια της Κορίνθου που σχετίζονται με σεισμούς κατά το 365 και 400 μ.Χ. . Αξιοσημείωτη είναι η μερική βύθιση ενός κάστρου της περιοχής κάτω από το νερό και το ότι η κατάπτωσή του κατά 80 cm συνέβη τον 4^ο αιώνα μ.Χ. Οι υποθαλάσσιες ανασκαφές έβγαλαν στο φως εγκαταλελειμμένα αντικείμενα και υλικά που βρίσκονταν μέσα στα κτίρια κατά την διάρκεια του σεισμού. Ένα νόμισμα που βρέθηκε στις ανασκαφές χρονολογήθηκε μεταξύ 364-378 μ.Χ.

Άργος, Πελοπόννησος

Αρχαιολογικές έρευνες μαρτυρούν μεγάλη καταστροφή της πόλης τα τέλη του 4^{ου} αιώνα μ.Χ.

Τρίπολη, Λιβύη

Ερείπια και κατεστραμμένα κτίρια αποτελούν ενδείξεις ενός ισχυρού καταστροφικού σεισμού, κατά την περίοδο 364-367 μ.Χ. όπως προκύπτει από χρονολόγηση νομίσματος που βρέθηκε στην περιοχή.

Κυρηναϊκή, Λιβύη

Μεγάλες καταστροφές την περιοχή υποδεικνύουν ένα ισχυρό σεισμικό συμβάν λίγο αργότερα από το 364 μ.Χ. όπως δείχνουν κέρματα που βρέθηκαν στα συντρίμια του «Ιερού Θέατρου Ασκληπιού». Τεράστιες ζημιές σημειώθηκαν και στην «Αγορά της Κυρήνης» με κτίρια που κατέρρευσαν μετά από περιστροφή 180 μοιρών, με κολώνες που βρέθηκαν όρθιες αφού περιστράφηκαν γύρω από τον άξονά τους, σκελετούς των θυμάτων κ.α.

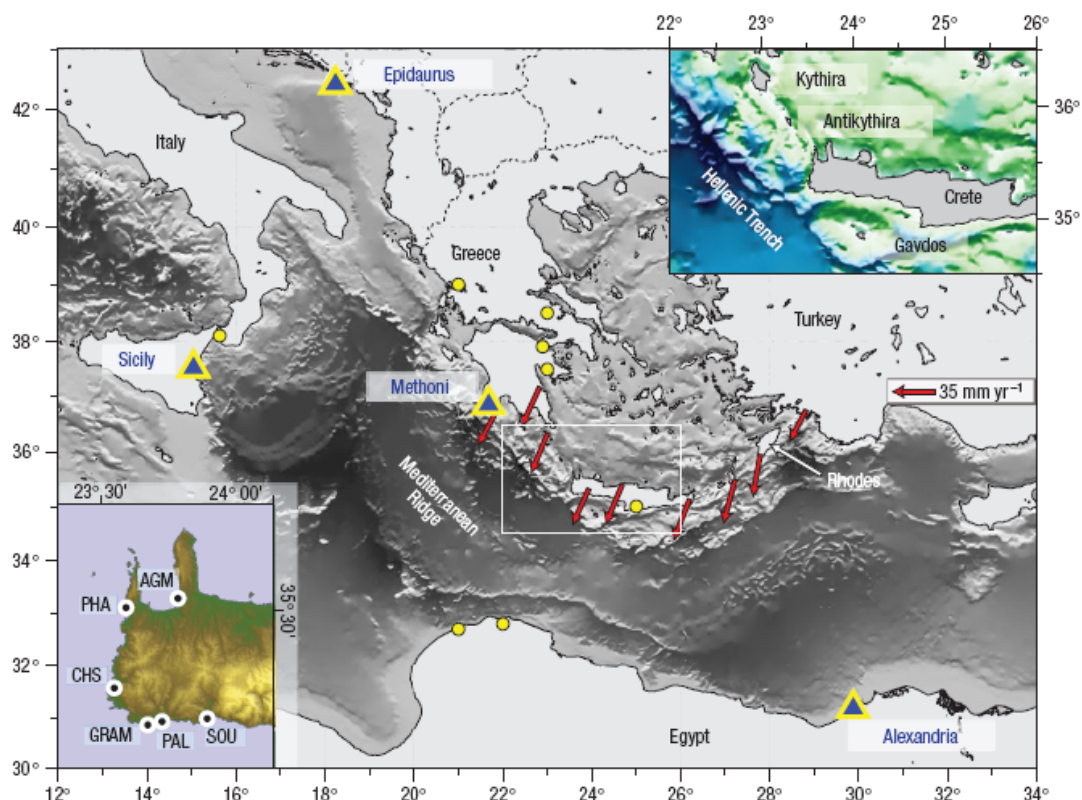
Πάφος, Κύπρος

Μία ολόκληρη ρωμαϊκή πόλη που καταστράφηκε από ισχυρό σεισμό, ήρθε στο φως μετά από ανασκαφές. Το θέατρο κατέρρευσε, ένας ναός επίσης, με τα διάφορα τεμάχια του να έχουν πέσει προς συγκεκριμένη κατεύθυνση με εντυπωσιακή ακρίβεια ενώ βρέθηκαν και εδώ σκελετοί θαμμένων ανθρώπων. Νομίσματα που χρονολογήθηκαν έδωσαν για ηλικία του σεισμού την περίοδο από τέλη του 364 μ.Χ. έως τον Σεπτέμβριο του 365 μ.Χ.

Σικελία

Υπάρχουν και εδώ ενδείξεις για την καταστροφή πολλών πόλεων όπως το Παλέρμο, Αγκριτζέντο, Τζέλα, Λιλίμπέο οι οποίες συσχετίζονται με τον σεισμό του 365 μ.Χ.

2.3 ΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

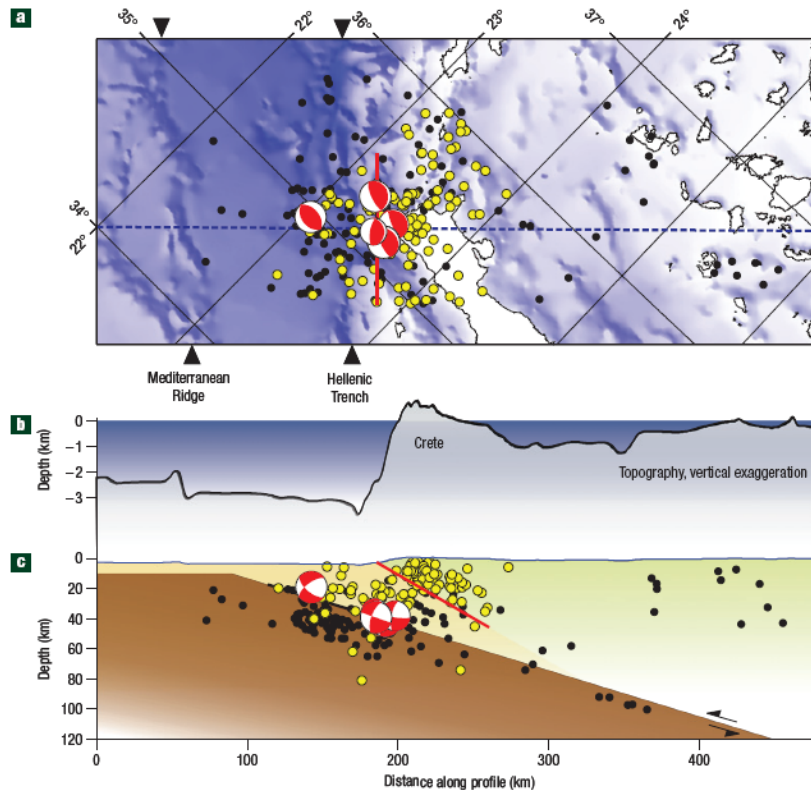


Εικόνα 2.7 Χάρτης της περιοχής ενδιαφέροντος. Τα κίτρινα κυκλικά σημάδια δηλώνουν περιοχές που υπέστησαν καταστροφές από το σεισμό του 365 μ.Χ., ενώ τα μπλε τριγωνικά σημάδια δηλώνουν περιοχές που επηρεάστηκαν από το αντίστοιχο τσουνάμι. Τα κόκκινα βέλη αναφέρονται στις GPS ταχύτητες κίνησης σημείων κοντά στην Ελληνική τάφρο σε σχέση με την Αφρική. Στο κάτω μέρος του χάρτη διακρίνονται οι περιοχές, τα κοράλλια των οποίων χρονολογήθηκαν στον πίνακα της εικόνας 2.2. (Shaw et al., 2008)

2.3.1 ΓΕΝΙΚΕΣ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ

Πλήθος ιστορικών αναφορών μαρτυρά τη γένεση ενός πολύ ισχυρού σεισμού, ο οποίος συνέβη κατά την 21^η Ιουλίου του 365 μ.Χ. βορειοδυτικά της Κρήτης, και συνοδεύτηκε από ένα, επίσης ισχυρό, τσουνάμι, με συνέπεια πολλές ανθρώπινες απώλειες και μεγάλες καταστροφές, από το δέλτα του Νείλου έως το σημερινό Ντουμπρόβνικ. Για να βρεθούν πληροφορίες για το ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό αυτό, έγινε έρευνα πεδίου και μετρήσεις χρονολόγησης ραδιοάνθρακα (Shaw et al., 2008), οι οποίες καταλήγουν στο ότι η Κρήτη ανυψώθηκε κατά 10 μέτρα, κατά τη χρονική περίοδο που συνέβη και ο σεισμός. Η τοπική κατανομή της ανύψωσης, σε συνδυασμό με την ανάλυση της σημερινής σεισμικότητας της περιοχής, δείχνουν ότι το σχετικό ρήγμα δε βρίσκεται στο μέτωπο της ζώνης υποβύθισης, αλλά τοποθετείται μέσα στην εφιππεύουσα πλάκα (splay fault), με κλίση 30° (εικόνα 2.8). Μετρήσεις των σημερινών τεκτονικών κινήσεων της περιοχής δείχνουν ότι η περίοδος

επανεμφάνισης τέτοιων γεγονότων, που συνοδεύονται από τσουνάμι, είναι 5000 χρόνια. Όμως, αν ανάγουμε τα γεγονότα αυτά στη ζώνη υποβύθισης, η περίοδος είναι 800 χρόνια. Αν πάρουμε σα δεδομένο την περίοδο των 800 χρόνων και τον τελευταίο μεγάλο σεισμό της Μεσογείου που συνοδεύτηκε από τσουνάμι, το 1303 μ.Χ. στη Ρόδο, τότε έχουμε αρκετούς λόγους να περιμένουμε ένα τεκτονικό γεγονός στις επερχόμενες δεκαετίες, όμοιο με αυτό της Κρήτης κατά το 365 μ.Χ.



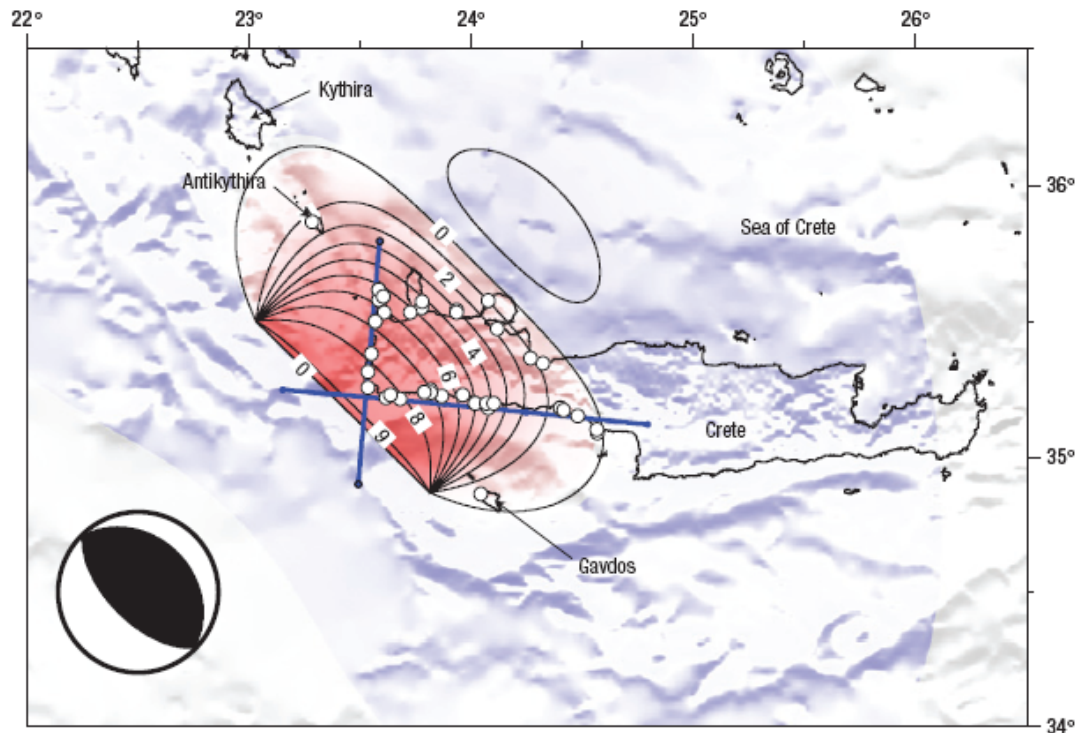
Εικόνα 2.8 Επάνω : Η θέση του ρήγματος στο νοτιοδυτικό άκρο της Κρήτης (Shaw 2008). Κάτω : Το ρήγμα σε τομή. Διακρίνεται η θέση του μέσα στην εφίππεύουσα πλάκα και όχι στο μέτωπο της βύθισης (splay fault). (Shaw et al., 2008)

2.3.2 ΑΝΥΨΩΣΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

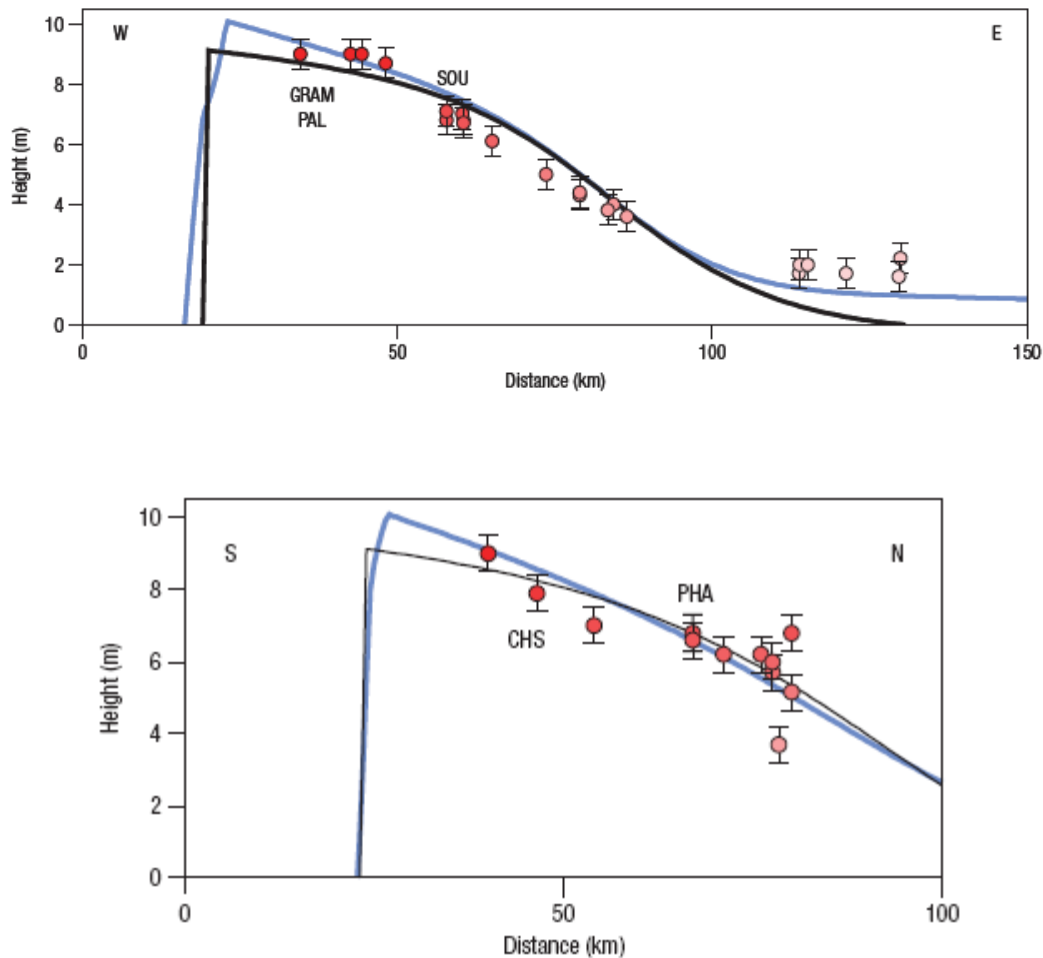
Υπάρχουν πολλές ενδείξεις που μαρτυρούν την ανύψωση της Κρήτης έως και κατά περίπου 10 m (Shaw et al., 2008). Η ανύψωση αυτή είναι ορατή στις ακτές της βορειοδυτικής Κρήτης. Η θέση των παλαιοακτών είναι εμφανής και βρίσκεται ανυψωμένη κατά 7 m περίπου. Η πιο έγκυρη παρατήρηση βρίσκεται στη Φαλάσσαρνα της βορειοδυτικής Κρήτης, όπου υπάρχουν σημάδια παλαιοακτής μέσα στα ερείπια ενός ρωμαϊκού λιμανιού κατά 6,6 μέτρα πάνω από το σημερινό επίπεδο της θάλασσας (Captain Spratt 1851). Έτσι, ο Spratt ισχυρίστηκε ότι η ανύψωση συνέβη κατά τη διάρκεια της ρωμαϊκής περιόδου, ή μετά από αυτή. Ο Pirazzoli χρονολόγησε την παλαιοακτή, με τη μέθοδο ^{14}C , κοντά στην ηλικία των 2000 χρόνων

και απέδωσε την ανύψωσή της σε έναν σεισμό. Συνεπώς, ο σεισμός αυτός θεωρήθηκε πως είναι ο σεισμός του 365 μ.Χ.

Μία πτυχή του γεγονότος που απασχόλησε τους επιστήμονες είναι το αν η ανύψωση συνέβη εξ' ολοκλήρου κατά το σεισμό, ή αν συνέβη με αργό ρυθμό κατά τη διάρκεια μερικών δεκαετιών. Το δεύτερο σενάριο προϋποθέτει και την ύπαρξη ενός άλλου τεκτονικού γεγονότος, το οποίο θα είναι αυτό που θα προκάλεσε το φονικό τσουνάμι που καταγράφηκε ιστορικά. Περισσότερο αποδεκτή είναι άποψη, κατά την οποία τα δύο σενάρια ταυτίζονται.

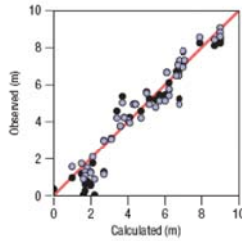


Εικόνα 2.9 Η τεκτονική ανύψωση της Κρήτης που σχετίζεται με το σεισμό του 365 μ.Χ., όπως υπολογίζεται από το πιο ταιριαστό μοντέλο μετάθεσης ρήγματος, το οποίο περιγράφεται από το μηχανισμό γένεσης στο κάτω μέρος της εικόνας. Κάθε καμπύλη αντιστοιχεί και σε συγκεκριμένη ανύψωση. Οι μπλε γραμμές αντιστοιχούν στις τομές της εικόνας 2.9. Οι άσπροι κύκλοι αντιπροσωπεύουν σημεία όπου παρατηρήθηκε ανύψωση. (Shaw et al., 2008)



Εικόνα 2.10 Τομές που αντιστοιχούν στις θέσεις της εικόνας 2.9. Η μαύρη γραμμή απεικονίζει το πιο ταιριαστό μοντέλο μετάθεσης, όπως αυτό παρουσιάζεται στην εικόνα 2.9, και η μπλε σχετίζεται με υπολογισμούς μετασεισμικής ανάπαλσης (Shaw et al., 2008).

Η ανύψωση της περιοχής παρουσιάζεται στις εικόνες 2.9 και 2.10 (Shaw et al. 2008). Τα δύο άκρα του ρήγματος θεωρούνται τα Αντικύθηρα, όπου ανυψώθηκαν κατά 2.7 μέτρα, και η Γαύδος, η οποία δεν παρουσιάζει ανύψωση. Όπως φαίνεται και στο σχήμα, τα δυτικά παράλια της Κρήτης παρουσίασαν τη μέγιστη ανύψωση, ενώ η παρατηρούμενη ανύψωση ελαττώνεται οδεύοντας προς τη μέση του νησιού, όπου και μηδενίζεται. Γενικά, το μορφολογικό αποτέλεσμα του σεισμού αυτού είναι όμοιο όσον αφορά το εμβαδόν και τη μετατόπιση με εκείνο του σεισμού μέγιστης ολίσθησης στη Σουμάτρα το 2004, ο οποίος συνοδεύτηκε, επίσης, από ένα πανίσχυρο και θανατηφόρο τσουνάμι.

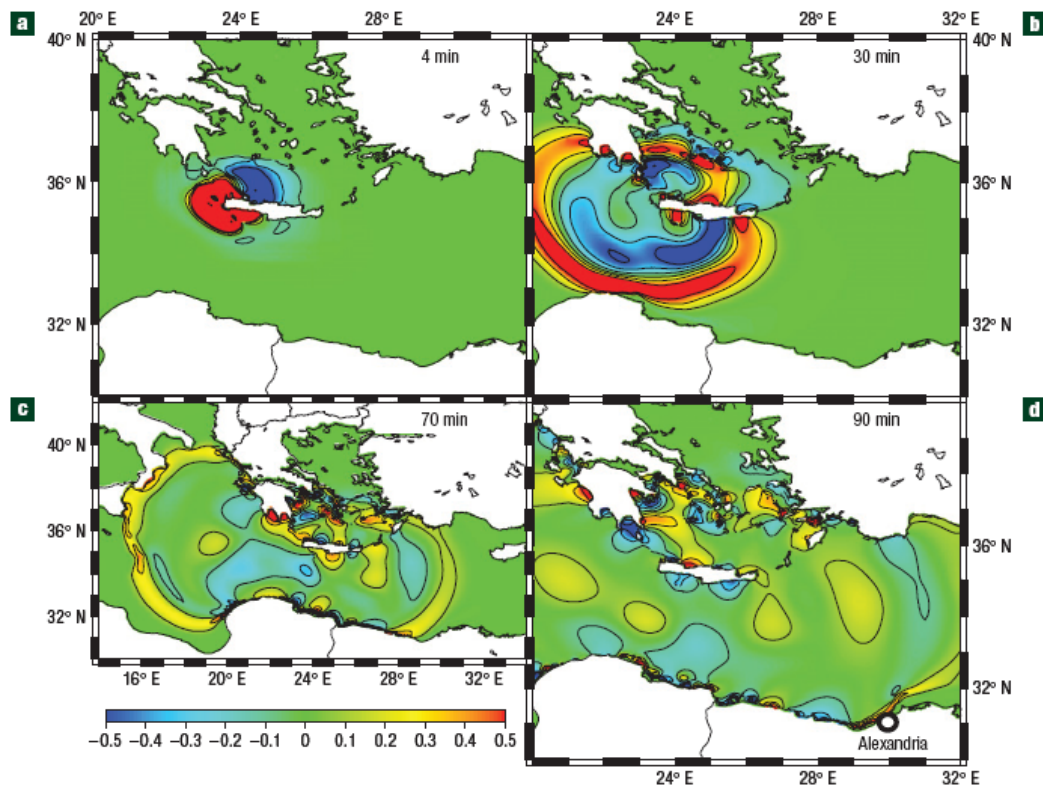


Εικόνα 2.11 Πραγματικές και μοντελοποιημένες ανυψώσεις.
(Shaw et al.,2008)

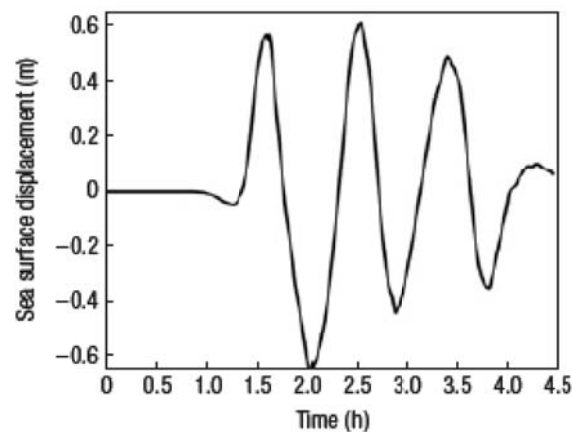
2.4 ΤΣΟΥΝΑΜΙ ΚΡΗΤΗΣ 365 μ.Χ.

Ο σεισμός του 365 μ.Χ. στην Κρήτη είναι πρωτεύουσας σημασίας διότι είναι ο ισχυρότερος γνωστός της Μεσογείου και επειδή προκάλεσε το καταστροφικότερο τσουνάμι. Όπως μαρτυρούν οι προαναφερθείσες ιστορικές καταγραφές, το τσουνάμι προκάλεσε ανθρώπινες απώλειες και καταστροφές μέχρι και σε μακρινές περιοχές, όπως η Αλεξάνδρεια της Αιγύπτου, η Σικελία, η Λιβύη κ.α. Τα πιο ακραία γεγονότα συνέβησαν στις παράκτιες περιοχές, διότι εκεί τα κύματα βαρύτητας αποκτούν μεγαλύτερη ισχύ.

Δεδομένου ότι η ενέργεια ενός τσουνάμι ισούται περίπου με το 1/10 της ενέργειας του τσουναμογόνου σεισμού, συμπεραίνουμε ότι το τσουνάμι του 365 μ.Χ. ήταν και το μεγαλύτερο γνωστό της Μεσογείου, από τη στιγμή που ο σεισμός του 365 μ.Χ. είναι ο ισχυρότερος με $M_w=8.3$. Σύμφωνα με την εξαβάθμια κλίμακα που πρότεινε ο Sieberg και αναθεώρησε ο Ambraseys το 1962, η οποία βασίζεται στα μακροσεισμικά αποτελέσματα των κυμάτων βαρύτητας, το τσουνάμι του 365 μ.Χ. έχει ένταση VI, και η μέγιστη ένταση παρατηρήθηκε στην περιοχή της Μεθώνης. Έχουν σημειωθεί μόνο άλλα δύο τσουνάμι τέτοιας έντασης στη Μεσόγειο. Το πρώτο προκλήθηκε από το μεγάλο σεισμό της Ρόδου το 1303 μ.Χ. με $M_w=8.0$, και το δεύτερο από το σεισμό του Κορινθιακού το 373 π.Χ. με $M_w=6.8$ (Papazachos and Papazachou, 2002).

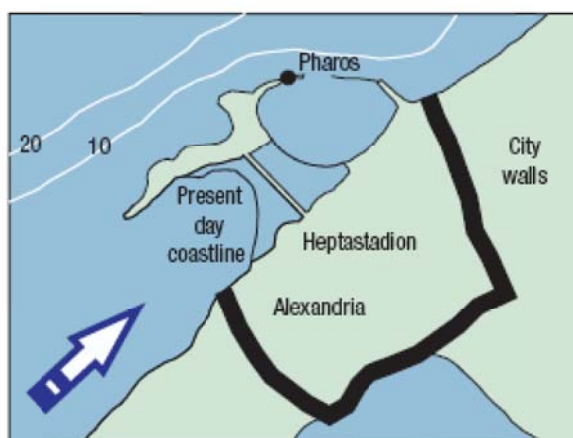


Εικόνα 2.12 Τα ύψη της θαλάσσιας στάθμης όπως υπολογίζονται για 4, 30, 70, 90 min μετά το σεισμό. Το απ'ευθείας κύμα κατευθύνεται προς τις ακτές της Βόρειας Αφρικής και της Αδριατικής, όπως μαρτυρούν αρχαιολογικές ενδείξεις. (Shaw et al., 2008)

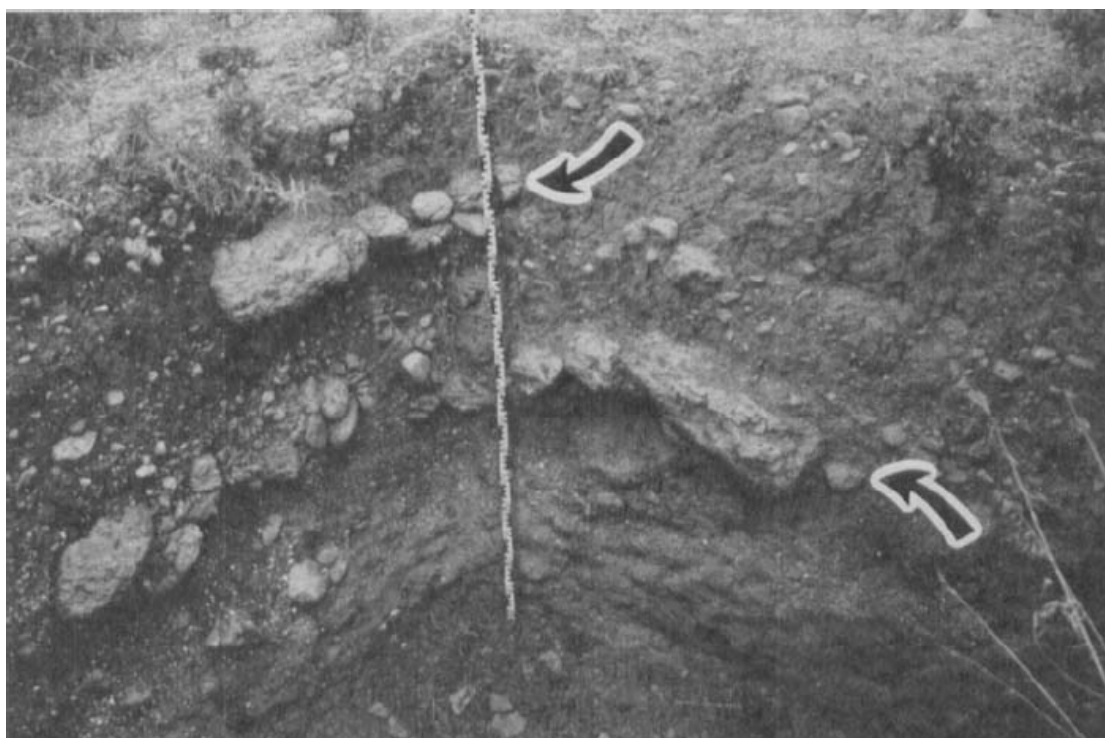


Εικόνα 2.13 Χρονική συνάρτηση ύψους του κύματος που θα παρατηρούνταν σε νερά 20 m βάθους σε ανοιχτό ωκεανό κοντά στην Αλεξάνδρεια. Το ύψος αυξάνεται καθώς το κύμα προχωρά προς ρηχότερες συνθήκες. (Shaw et al., 2008)

Κάνοντας μετρήσεις της ολίσθησης του ρήγματος και της μετατόπισης της υποθαλάσσιας επιφάνειας, μπορούμε να απεικονίσουμε το ύψος του θαλάσσιου επιπέδου, κατά τη διάρκεια του τσουνάμι, σε συνάρτηση με το χρόνο (Shaw et al. 2008). Όπως φαίνεται και στα σχήματα, τα απ' ευθείας κύματα έχουν τη μεγαλύτερη επιρροή, πλησιάζοντας το δέλτα του Νείλου και την Αδριατική. Διάφοροι υπολογισμοί δείχνουν ότι τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας έφτασαν στο ύψος των 0.6 m (εικόνα 2.13) στα ανοιχτά της θάλασσας σε βάθος 20 m (Shaw et al. 2008). Δεν υπάρχουν ακριβή στοιχεία για τα χαρακτηριστικά των κυμάτων αυτών στις παράκτιες περιοχές. Όμως, το πλάτος τους στα ανοιχτά της θάλασσας είναι όμοιο με εκείνο των κυμάτων βαρύτητας στη Σουμάτρα το 2004 και εξ' αυτού θεωρούμε ότι τα αποτελέσματα των κυμάτων αυτών στις παράκτιες περιοχές είναι πολύ καταστροφικά.



Εικόνα 2.14 Σχηματικός χάρτης της Αλεξάνδρειας κατά τη χρονική περίοδο του σεισμού του 365 μ.Χ. Η Αλεξάνδρεια ενώνονταν με το σημερινό νησάκι του Φάρου, με μία στενή λωρίδα γης, γνωστή ως 'Επταστάδιον'. Λόγω του τσουνάμι, η λωρίδα υπερκαλύφθηκε με νερό. Οι έρευνες δείχνουν ότι το απ' ευθείας κύμα έφτασε από τα νοτιοδυτικά (άσπρο βέλος), δεδομένου ότι δεν 'προστατεύθηκε' από το νησάκι του Φάρου. (Shaw et al., 2008)



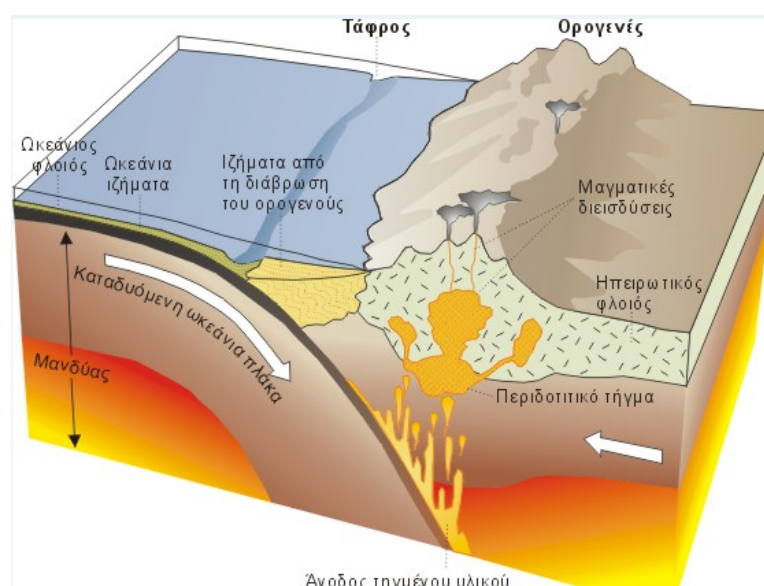
Εικόνα 2.15 Χονδροειδή υλικά που θεωρούνται αποθέσεις του τσουνάμι. Τα υλικά αυτά βρίσκονται στη 'λεκάνη' του ρωμαϊκού στρατιωτικού λιμανιού στην περιοχή Φαλάσσαρνα Κρήτης. (Pirazzoli et al., 1992)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΣΕΙΣΜΟΥ ΚΡΗΤΗΣ 365 μ.Χ. – ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ

Το ανάστροφο ρήγμα της Κρήτης που προκάλεσε τον ισχυρότερο γνωστό σεισμό της Μεσογείου το 365 μ.Χ. αντιπροσωπεύει τη βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, και ειδικότερα κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου. Για αυτόν το λόγο, θα χρειαστεί να αναπτύξουμε τις ιδιότητες του τόξου, τη δημιουργία, την εξέλιξη και τη δομή του, ώστε να κατανοήσουμε τη γεωλογική βαρύτητα του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος της περιοχής, στην οποία συνέβη ο σεισμός που θα προσομοιωθεί στοχαστικά παρακάτω.

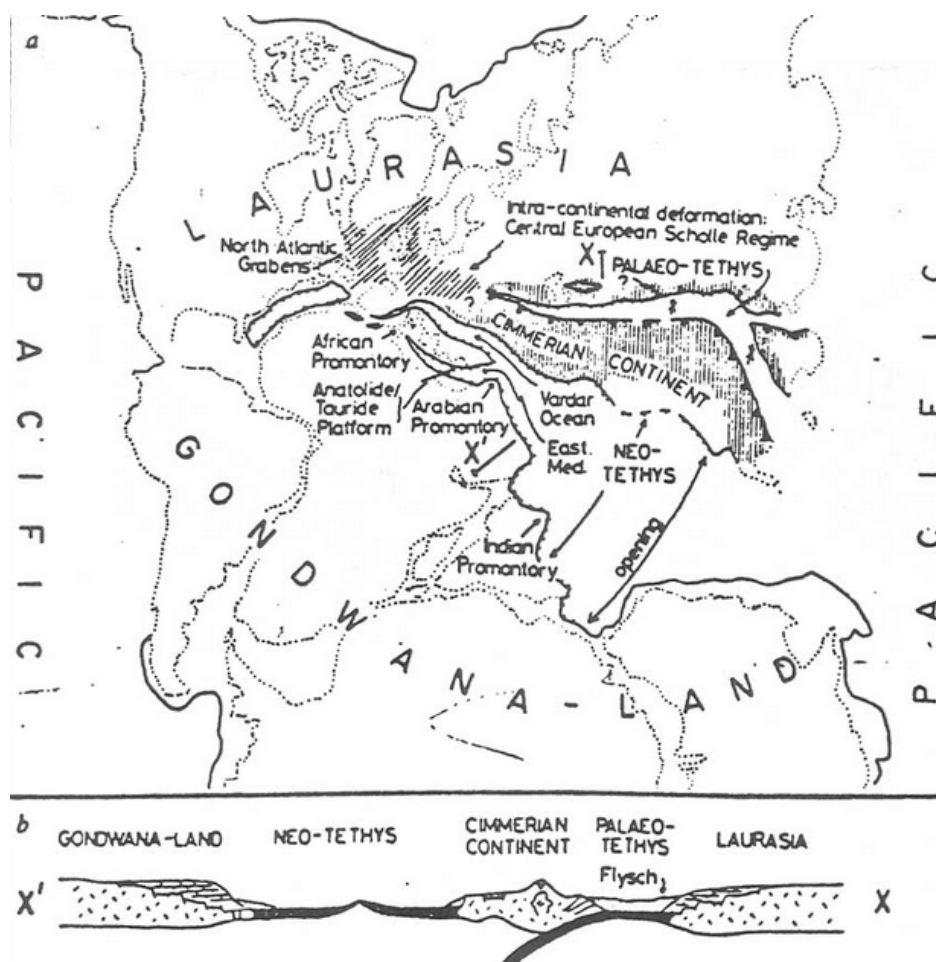
3.1 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΤΟΞΟΥ

Το Ελληνικό τόξο είναι προϊόν της Αλπικής ορογένεσης, κατά την οποία λαμβάνει χώρα σύγκλιση και βύθιση της πλάκας της Αφρικής κάτω από την Ευρώπη, το ενεργό περιθώριο της οποίας αποτελεί ο Ελληνικός χώρος. Η βύθιση πιστεύεται ότι είναι αμφιθεατρική και στο γεγονός αυτό οφείλεται το "τοξοειδές" σχήμα του Ελληνικού τόξου. Η διεύθυνση της βύθισης της Αφρικανικής πλάκας υπολογίζεται ότι είναι ΒΒΑ, ενώ η ταχύτητα της βύθισης 2,5-3,5 cm/yr. Το Ελληνικό τόξο έχει όλα σχεδόν τα γνωρίσματα ενός τυπικού νησιωτικού τόξου, κατά το οποίο λαμβάνει χώρα βύθιση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από μια ηπειρωτική.



Εικόνα .1 Τεκτονικό καθεστώς βύθισης. (εικόνα από Μουντράκη, 2010)

Πριν από 300 εκ. χρόνια, δηλαδή κατά την περίοδο του Περμίου, επικρατεί καθεστώς εφελκυσμού στο χώρο της ενιαίας ηπείρου Παγγαίας με αποτέλεσμα τον αρχικό τεμαχισμό της σε δύο λιθοσφαιρικές μεγαπλάκες, τη βόρεια πλάκα της Λαυρασίας και τη νότια πλάκα της Γκοντβάνας στην περιοχή της Αφρικής. Ο τεμαχισμός αυτός αποτέλεσε το πρώτο στάδιο της ταφρογένεσης που δημιούργησε τον ωκεανό της Τηθύος στο όριο των δύο μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών.

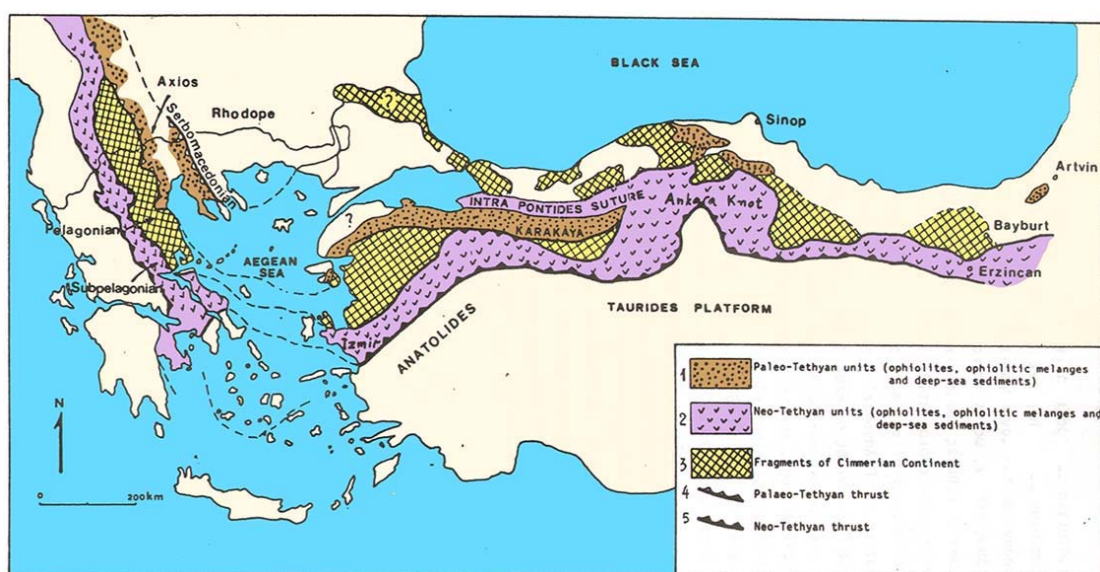


Εικόνα 3.2 Ο τεμαχισμός της Παγγαίας σε Λαυρασία (βόρειο μεγατέμαχος) και Γκοντβάνα (νότιο μεγατέμαχος). Διακρίνεται ο ωκεανός της Παλαιοτηθύος και της Νεοτηθύος. Οι δύο ωκεανοί χωρίζονται από την Κιμμερική ήπειρο, η οποία σήμερα ταυτίζεται με την Πελαγονική ζώνη. (εικόνα από Μουντράκη, 2010)

Το άνοιγμα του ωκεανού συνεχίστηκε μέχρι το Άνω Ιουρασικό (140 Ma). Την περίοδο εκείνη αρχίζει να δημιουργείται ο Ατλαντικός ωκεανός, η επέκταση του οποίου αλλάζει τη μέχρι τώρα εκτατική φάση της Τηθύος. Κατά τη γένεση του Ατλαντικού, η πλάκα της Γκοντβάνας απομακρύνεται από την πλάκα της Αμερικής με συνέπεια την κίνηση της πρώτης προς την πλάκα της Ευρασίας. Με αυτόν τον τρόπο, το γεωδυναμικό καθεστώς εφελκυσμού στην περιοχή της Τηθύος μεταβάλλεται σε καθεστώς συμπίεσης. Η σύγκλιση των δύο πλακών είχε ως συνέπεια τη σταδιακή

καταστροφή του ωκεανού της Τηθύος με βύθιση αυτού μέσα στον μανδύα κάτω από τη λιθόσφαιρα της Ευρασίας.

Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι το γεωδυναμικό μοντέλο της Τηθύος που υιοθετήθηκε από την πλειοψηφία των επιστημόνων υποστηρίζει ότι αρχικά δημιουργήθηκε η Παλαιοτηθύς, η οποία αργότερα έκλεισε λόγω της απόσπασης της Κιμμερικής ηπείρου από τη Γκοντβάνα, και της κίνησής της προς την Ευρασία. Με την απομάκρυνσή της Κιμμερικής από την Αφρική άνοιξε ο ωκεανός της Νεοτηθύος, μεταξύ της Γκοντβάνας και της Κιμμερικής. Αποτέλεσμα αυτών είναι η ύπαρξη οφειολίθων αριστερά (Παλαιοτηθύς) και δεξιά (Νεοτηθύς) της Πελαγονικής ζώνης (τμήμα Κιμμερικής). Βέβαια, υπάρχει και μερίδα επιστημόνων που στηρίζει ότι οφειόλιθοι υπήρχαν εξ αρχής μόνο δεξιά της Πελαγονικής, αλλά στη συνέχεια επωθήθηκαν φτάνοντας έτσι και αριστερά της Πελαγονικής.

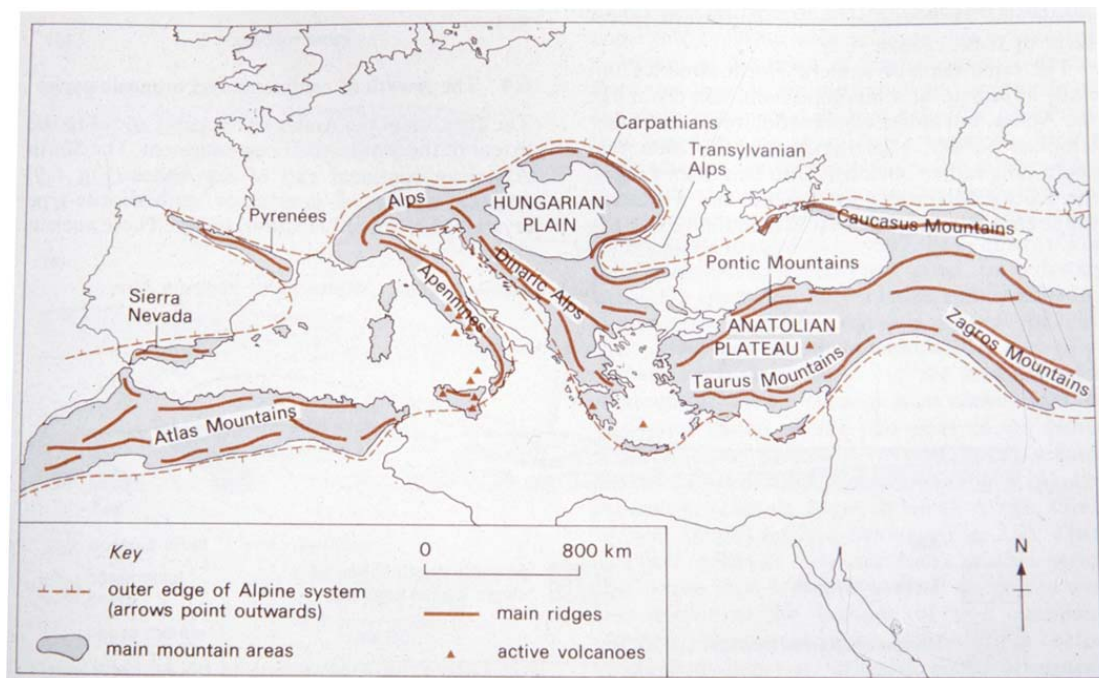


Εικόνα 3.3 Οι οφειόλιθοι της Παλαιοτηθύος (ζώνη Αξιού) δεξιά της Πελαγονικής και οι οφειόλιθοι της Νεοτηθύος (Υποπελαγονική ζώνη) αριστερά της Πελαγονικής. Οι επιφανειακές εμφανίσεις των οφειολίθων περιορίζονται σε σημεία μικρότερης έκτασης. (εικόνα από Μουντράκη, 2010)

Με τον έναν ή με τον άλλο τρόπο, ο ωκεάνιος φλοιός της Τηθύος ολοκλήρωσε τη βύθισή του κατά το Κρητιδικό (141-60 Ma), δημιουργώντας ορογενετικές λωρίδες στο ενεργό περιθώριο της Ευρασίας (Αλπική ορογένεση). Τότε ξεκίνησε να δημιουργείται το Ελληνικό τόξο. Στη συνέχεια, ο ωκεάνιος φλοιός παρέσυρε στη βύθιση και το ηπειρωτικό παθητικό περιθώριο της Γκοντβάνας. Έτσι κατά την έναρξη του Τριτογενούς (50 Ma), η πλάκα της Αφρικής συγκρούεται με της Ευρασίας και ξεκινά να βυθίζεται κάτω από αυτήν σε κάποια σημεία, ένα από τα οποία αποτελεί και ο Ελληνικός χώρος. Η σύγκρουση και η βύθιση της Αφρικής κάτω από την Ευρασία προκάλεσε την κορύφωση της ορογένεσης στο ενεργό περιθώριο της

δεύτερης. Συνεπώς, κορυφώθηκε και η ορογένεση στην περιοχή του Ελληνικού τόξου με την πάχυνση, τη λεπίωση και μετανάστευση του πρίσματος επαύξεσης.

Η ορογένεση αυτή, η οποία προκλήθηκε από τη βύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος και από τη σύγκρουση και βύθιση του ηπειρωτικού φλοιού της Αφρικής καλείται «Αλπική Ορογένεση». Οι οροσειρές που δημιουργήθηκαν κατηγοριοποιούνται σε δύο κλάδους, τον βόρειο και τον νότιο. Το Ελληνικό τόξο ανήκει στον νότιο αλπικό κλάδο. Πληροφοριακά, τα βόρεια ορογενή είναι ,από δυτικά προς ανατολικά, οι οροσειρές των Βετικών Κορδιλιέρων, της Κορσικής, των δυτικών και ανατολικών Άλπεων, των Καρπαθίων, τμήματα του Καυκάσου ,των Βαλκανίων, του Πόντου, του Έλμπρους, του Χίντουκουτς, των Τρανσιμαλαίων, του βόρειου Θιβέτ, ενώ τα νότια ορογενή είναι οι οροσειρές του Άτλαντα, των Απεννίνων, των νότιων Άλπεων, των Διναρίδων, των Ελληνίδων, της Μικράς Ασίας, του Ταύρου, του Ζάγκρο, του Βελουχιστάν, των Ιμαλαίων και της Ινδονησίας.

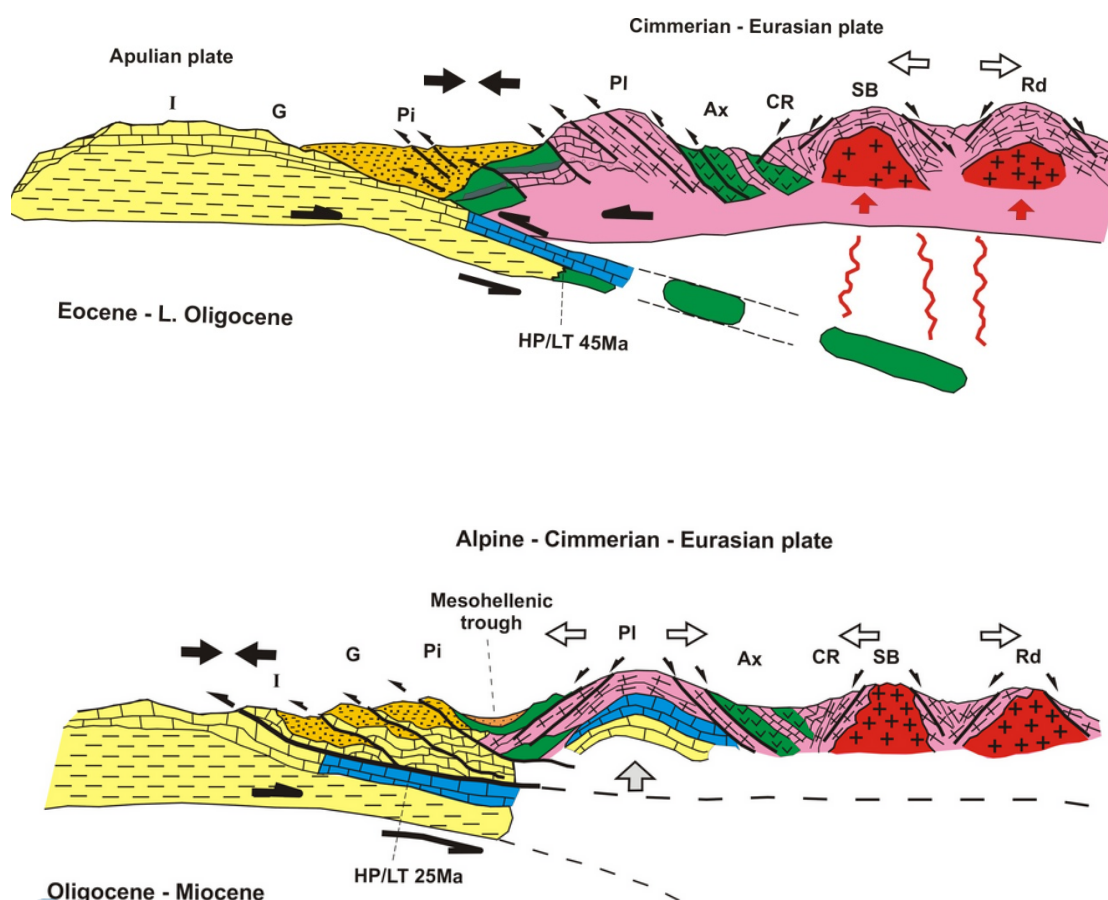


Εικόνα 3.4 Το Αλπικό ορογενές καθ' όλη την έκτασή του. (εικόνα από Μουντράκη, 2010)

3.2 ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΤΟΞΟΥ

Όπως προαναφέρθηκε, το Ελληνικό τόξο ξεκίνησε να δημιουργείται κατά το Κρητιδικό στα πλαίσια της Αλπικής ορογένεσης. Το απεσπασμένο τμήμα της Γκοντβάνας που συγκρούεται και βυθίζεται κάτω από το Ελληνικό τόξο είναι η πλάκα της Απουλίας που αντιστοιχεί στην περιοχή της Αδριατικής θάλασσας.

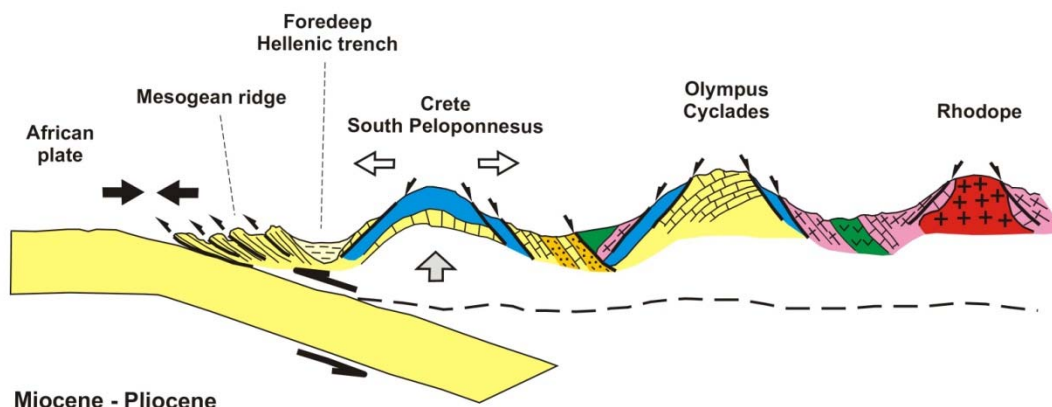
Κατά το Κρητιδικό λοιπόν, η Απουλία πλάκα συγκρούεται με το Ελληνικό τόξο. Η βύθισή της κάτω από την Κιμμερική (Πελαγονική ζώνη) ξεκινά κατά το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. Η κίνηση αυτή προκαλεί την επαύξηση της λιθόσφαιρας της Πελαγονικής στο όριο της βύθισης (εικόνα 3.5). Το συμπιεστικό καθεστώς προκαλεί έντονη πτύχωση και λεπίωση της εξωτερικής περιοχής του τόξου. Όπως είναι λογικό, στο εσωτερικό μέρος του τόξου (Ροδοπική και Σερβομακεδονική ζώνη) επικρατεί πεδίο εφελκυσμού με συνέπεια την αναθόλωση λόγω λέπτυνσης του φλοιού, την κατάρρευση και την εκταφή του. Άλλες συνέπειες είναι η HP/LT μεταμόρφωση των υπολειμμάτων της Νεοτηθύος και η μαγματική άνοδος στις εσωτερικές ζώνες λόγω της θέρμανσης που προκαλεί η τριβή κατά τη βύθιση.



Εικόνα 3.5 Η βύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος και του ηπειρωτικού φλοιού της Απουλίας κάτω από την Ευρασιατική πλάκα. Στο σημείο της σύγκλισης παρατηρείται επαύξηση και λεπίωση, ενώ στα ενδότερα του τόξου προκαλείται εφελκυστικό πεδίο με αναθόλωση, κατάρρευση και εκταφή υποκείμενων σχηματισμών (τεκτονικό παράθυρο Ολύμπου). Διακρίνεται με σαφήνεια η μετανάστευση του ορογενούς. (εικόνα από Μουντράκη, 2010)

Στη συνέχεια, κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο, η βύθιση συνεχίζεται με αποτέλεσμα την επέκταση της Κιμμερικής πάνω στην Απουλία, στα πλαίσια της αναμενόμενης μετανάστευσης του ορογενούς. Ειδικότερα, το σημείο σύγκλισης μετατοπίζεται λόγω της επαύξησης της Κιμμερικής με επικολημένα τμήματα της Απουλίας (Ζώνη

Γαβρόβου και Ιόνιος). Έτσι συμβαίνει νέα πάχυνση του φλοιού στο καινούριο σημείο σύγκλισης. Δηλαδή το σύστημα συμπίεσης (στο εξωτερικό μέρος του τόξου) και εφελκυσμού (στο εσωτερικό μέρος του τόξου) μετατοπίζεται και αυτό δυτικά προς την Απουλία. Αποτέλεσμα είναι η αναθόλωση-κατάρρευση-εκταφή στο προηγούμενο επαυξημένο τμήμα της Πελαγονικής και τα λοιπά συνοδά φαινόμενα μετατοπισμένα στις νέες συνθήκες (εικόνα 3.5).



Εικόνα 3.6 Η μορφή του καθεστώτος βύθισης κατά το Μειόκαινο-Πλειόκαινο. Διακρίνονται τα τεκτονικά παράθυρα του Ολύμπου-Κυκλάδων και της Κρήτης-Ν.Πελοποννήσου. (εικόνα από Μουντράκη, 2010)

Η μετανάστευση του ορογενούς συνεχίστηκε υπό τις ίδιες διαδικασίες προς τα δυτικά φέρνοντας το Ελληνικό τόξο στη σημερινή του μορφή. Το Ελληνικό τόξο αποτελείται σήμερα από τα εξής επιμέρους τμήματα:

Το ‘εξωτερικό ιζηματογενές τόξο’ αποτελούν οι δυτικές εξωτερικές οροσειρές της ηπειρωτικής Ελλάδας, τα Δωδεκάνησα και η Κρήτη, η οποία είναι χαρακτηριστικό πρίσμα επαύξεσης. Στο μέλλον το πρίσμα επαύξεσης θα αποτελεί η μεσογειακή ράχη λόγω του φαινομένου της μετανάστευσης.

Η ‘Ελληνική περιφερειακή τάφρος’ βρίσκεται στο εξωτερικό κυρτό μέρος του ‘ιζηματογενούς τόξου’ και εκτείνεται από το Ιόνιο πέλαγος έως νότια της Κρήτης και των Δωδεκανήσων. Το βάθος της κυμαίνεται από 2 km έως 5 km.

Το ‘ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου’ αποτελείται από τα ενεργά ηφαιστεια της Σαντορίνης, Μήλου, Νισύρου, Μεθάνων, Κρομμυωνίας, Λιχάδων, Πάτμου, Αντιπάρου, Κω, Ψαθούρας. Η βυθισμένη Απουλία έχει λιώσει στο βάθος των 150 km, ενώ έχει βυθιστεί έως 200 km, με κλίση 35° προς ΒΒΑ.

Η ‘οπισθοτόξια λεκάνη’ αντιστοιχεί κυρίως στο Κρητικό πέλαγος, δηλαδή πίσω από το πρίσμα επαύξεσης της Κρήτης. Συνολικά το Αιγαίο είναι θάλασσα πάνω σε ηπειρωτικό φλοιό.

Η ‘Μεσογειακή ράχη’ θεωρείται και αυτή τμήμα του τόξου. Είναι μία υποθαλάσσια έξαρση φλοιού που αντιπροσωπεύει τη σημερινή θέση σύγκλισης των δύο πλακών. Η

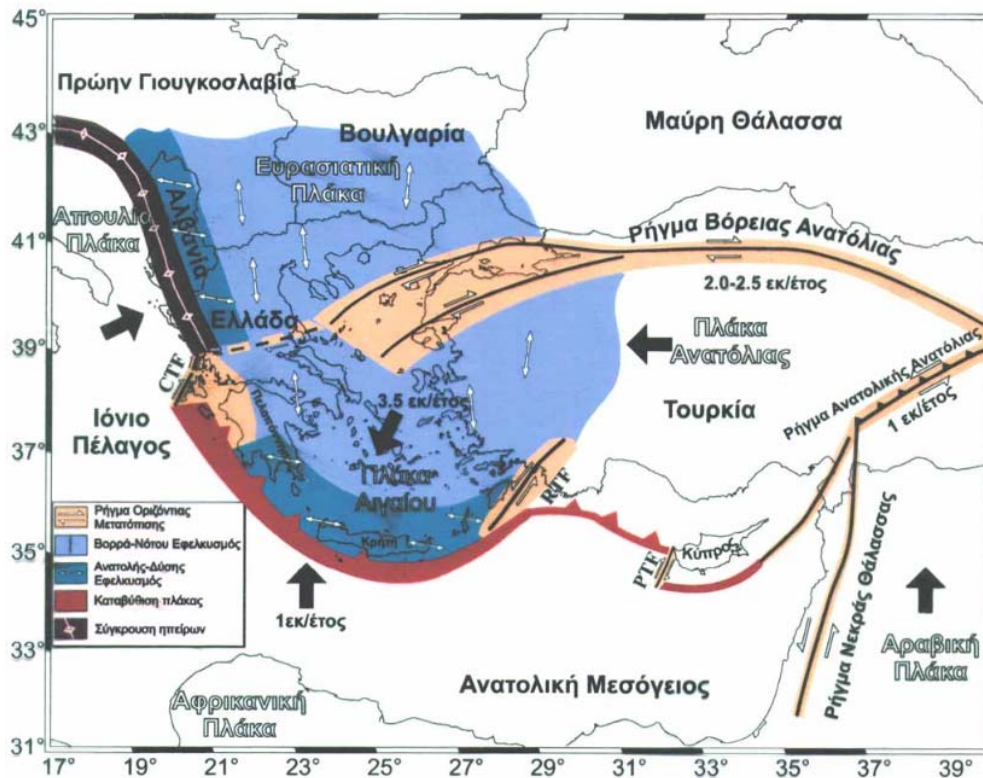
ακριβής θέση της ράχης είναι στην ανατολική Μεσόγειο, νότια της περιφερειακής τάφρου και παράλληλα στο ιζηματογενές τόξο.

3.3 ΣΗΜΕΡΙΝΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΤΟΞΟΥ

Η σημερινή δομή του Ελληνικού τόξου είναι σχετικά πολύπλοκη διότι οι ιδιότητες του μεταβάλλονται χωρικά και χρονικά, λόγω της μετανάστευσης του ορογενούς. Το σημερινό σημείο σύγκλισης των πλακών βρίσκεται σήμερα νότια της Κρήτης.

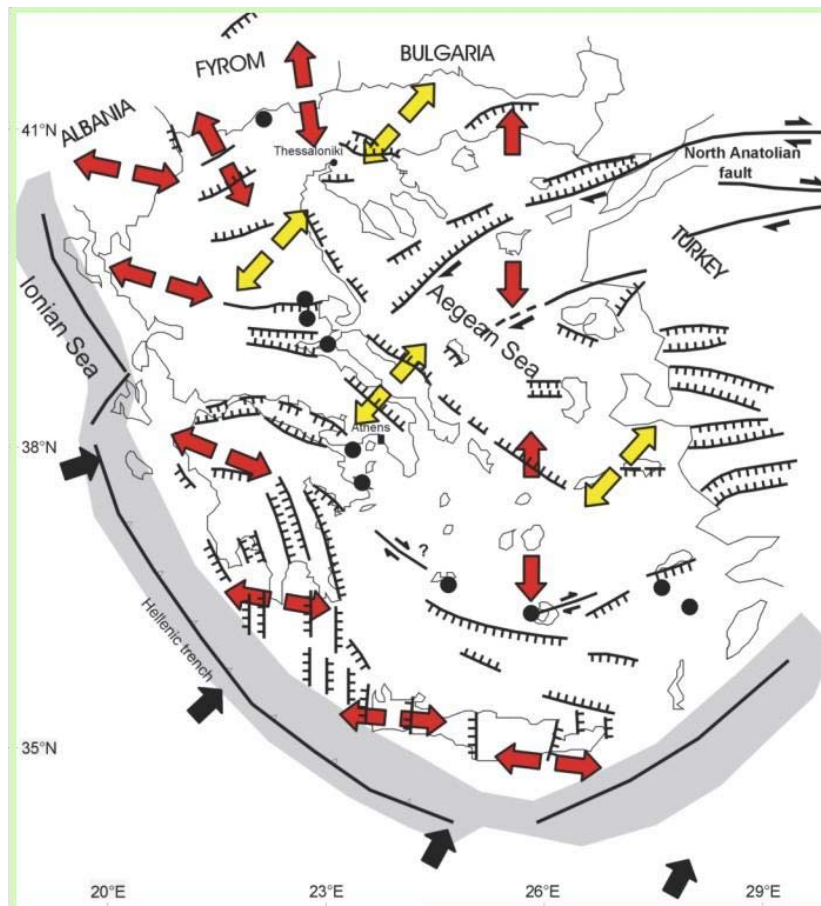
Οι σεισμολογικές μελέτες, αλλά και διάφορες νεοτεκτονικές έρευνες απέδειξαν ότι στο εξωτερικό (κυρτό) μέρος του Ελληνικού τόξου ασκούνται ισχυρές συμπιεστικές τάσεις που προκαλούν την παραμόρφωση των ιζημάτων στην περιφερειακή τάφρο, αλλά και στο εξωτερικό κράσπεδο του ιζηματογενούς τόξου. Οι παραμορφώσεις αυτές είναι κυρίως ανάστροφα ρήγματα που διαπιστώνονται μέσα στα νέα θαλάσσια ιζήματα νότια της Κρήτης και Πελοποννήσου με γεωφυσικές μεθόδους και βαθιές γεωτρήσεις, αλλά και με υπαίθριες παρατηρήσεις πάνω στα πετρώματα των Ιόνιων νησιών.

Όσον αφορά την προς Βορρά επέκταση του τόξου βύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρώπη πιστεύεται ότι αυτό φθάνει μέχρι την περιοχή Ζακύνθου-Κεφαλονιάς. Μέχρι τη θέση αυτή τα φαινόμενα βύθισης είναι εμφανή. Βορειότερα κατά μήκος των ακτών της Ηπείρου και της Αλβανίας προς την Αδριατική θεωρείται ότι δεν λαμβάνει χώρα βύθιση (subduction), αλλά απλώς ηπειρωτική σύγκρουση που συνοδεύεται από έντονα συμπιεστικά φαινόμενα.



Εικόνα 3.7 Η σημερινή μορφή του Ελληνικού τόξου. (εικόνα από Παπαζάχο και Παπαζάχο, 2008)

Σε όλο το χώρο εσωτερικά του Ελληνικού τόξου από την Κρήτη μέχρι Βόρεια στη Μακεδονία - Θράκη σ' ολόκληρο το Αιγαίο και τον ηπειρωτικό χώρο, ασκούνται εφελκυστικές τάσεις, όπως διαπιστώνεται τόσο από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, όσο και από γεωλογικές παρατηρήσεις, αλλά και από γεωφυσικές μετρήσεις των τάσεων που ασκούνται ενεργά στα πετρώματα. Οι εφελκυστικές τάσεις έχουν γενική διεύθυνση Βορρά-Νότου. Οι τάσεις αυτές και τα κανονικά ρήγματα που προκαλούν, έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία αλληπάλληλων τεκτονικών τάφρων και τεκτονικών κεράτων τόσο κατά διεύθυνση Α-Δ, όσο και παράλληλα και ακτινωτά στο Ελληνικό τόξο. Όλοι σχεδόν οι πρόσφατοι και ιστορικοί σεισμοί που έγιναν στον Εσωτερικό Ελληνικό χώρο οφείλονται σε τέτοια κανονικά ρήγματα.

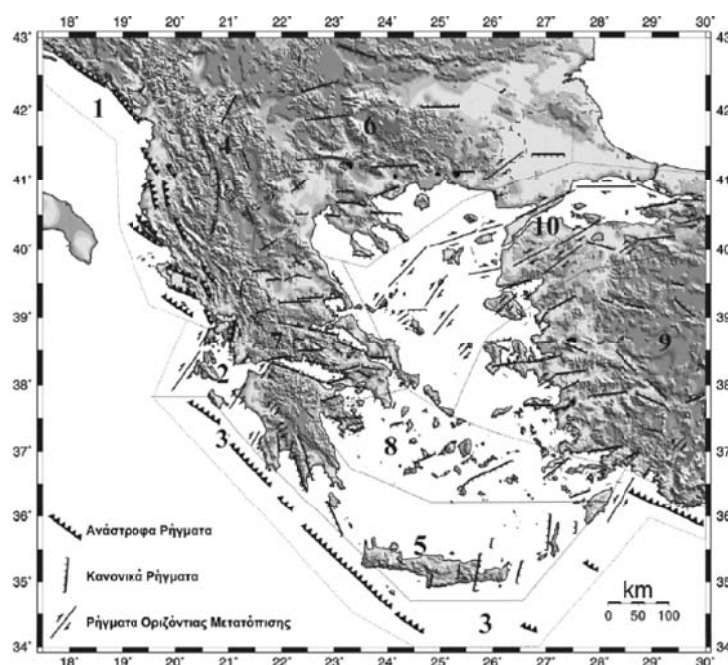


Εικόνα 3.8 Το εφελκυστικό καθεστώς του Ελληνικού χώρου. (εικόνα από Παπαζάχο και Παπαζάχου, 2002)

Εξαιρετικό ενδιαφέρον παρουσιάζει η ταχύτητα κίνησης των λιθοσφαιρικών τεμαχών. Η σύγκλιση της Ευρασιατικής με την Αφρικανική πλάκα στο νότιο όριο του Ελληνικού τόξου πραγματοποιείται με ταχύτητα 1 cm/yr (Dewey et al., 1973; Minster and Jordan, 1978), ενώ το νοτιότερο τμήμα της πλάκας του Αιγαίου εφιππεύει την Αφρικανική πλάκα με ταχύτητα 4,5 cm/yr (Papazachos 1999). Η ταχύτητα αυτή αυξάνει από βορρά προς νότο με συνέπεια την επέκταση της Αιγιακής λιθόσφαιρας κατά τη διεύθυνση αυτή (Papazachos 2001). Με γεωδαιτικά (GPS), σεισμολογικά στοιχεία (Papazachos 2001), αλλά και με παλαιομαγνητικά δεδομένα (Kissel and Laj, 1998; Speranza et al., 1995; Kondoroulou 2000), έχει διαπιστωθεί ότι πραγματοποιείται δεξιόστροφη περιστροφή στο δυτικό μέρος του Ελληνικού τόξου και αριστερόστροφη στο ανατολικό. Επίσης, τα υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού που υπάρχουν ακόμα κάτω από την Ελληνική τάφρο, όπως μαρτυρούν τομογραφικές εργασίες (Papazachos and Nolet, 1997), δείχνουν ότι η λιθοσφαιρική επαφή κατά μήκος του ορίου σύγκλισης είναι ωκεάνιου-ηπειρωτικού τύπου ακόμη και στο επιφανειακό τμήμα της επαφής

3.4 ΣΧΕΣΗ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΚΡΗΤΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΖΩΝΩΝ

Η Ελλάδα, λόγω της γεωδυναμικής θέσης της, παρουσιάζει έντονη τεκτονική δραστηριότητα. Στα πλαίσια της θραυσιγενούς παραμόρφωσης που υφίσταται, ο Ελληνικός χώρος έχει χωρισθεί στις εξής έξι ζώνες ρηγμάτων : 1) Ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος των ακτών της Αλβανίας και της βορειοδυτικής Ελλάδας, 2) Ζώνη δεξιόστροφων ρηγμάτων στα Ιόνια νησιά, 3) Ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου, στην οποία ανήκει και το ρήγμα που εξετάζουμε, 4) Ζώνη κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Β-Ν κατά μήκος της οροσειράς των Ελληνίδων, 5) Ζώνη των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ στο Αιγαίο, 6) Ημιεκτατική ζώνη του βορείου Αιγαίου και της θάλασσας του Μαρμαρά (εικόνα 3.9).

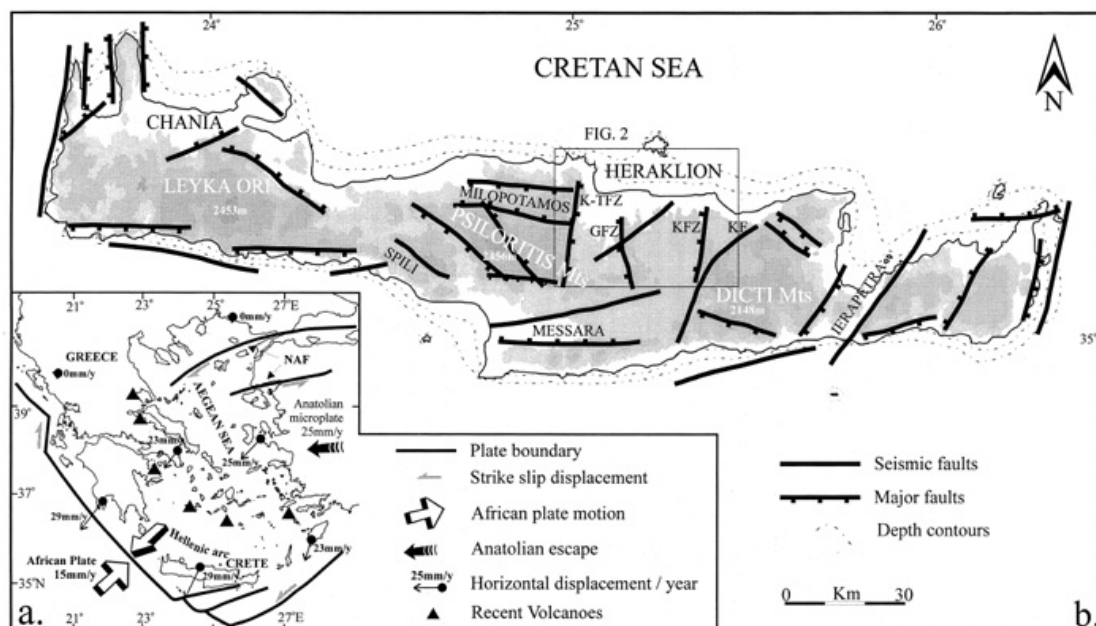


Εικόνα 3.9 Οι σεισμοτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας, όπως αριθμούνται στο κείμενο. Το ρήγμα ανήκει στην ζώνη 3. (εικόνα από Παπαζάχο και Παπαζάχου, 2002)

Όπως είναι φανερό, το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό της Κρήτης κατά το 365 μ.Χ. ανήκει σεισμοτεκτονικά στην ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου. Η παράταξη του ρήγματος είναι 315° και η γωνία κλίσης του 30° , τιμές που γενικά συμφωνούν αμφότερες με τη μέση παράταξη και τη μέση κλίση των ρηγμάτων της ζώνης αυτής, 309° και 23° , αντίστοιχα. Η μέση γωνία ολίσθησης των ρηγμάτων της ζώνης αυτής είναι $\lambda=101^\circ$. Το αξιμούθιο του άξονα συμπίεσης είναι 211° και η γωνία κλίσης του είναι 23° . Γενικά, στη ζώνη αυτή δημιουργούνται ανάστροφα ρήγματα κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού τόξου, τα οποία κλίνουν προς το ιζηματογενές τόξο. Ακριβέστερα, οι αιτίες της δημιουργίας της

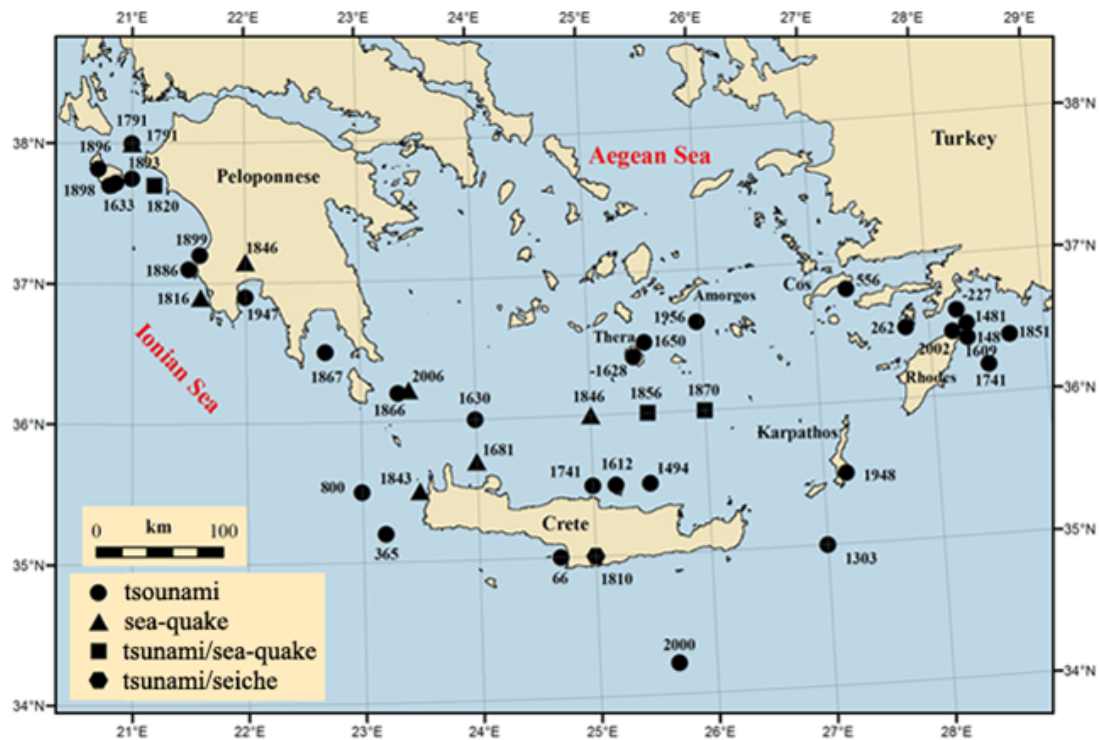
ζώνης ανάστροφων ρηγμάτων είναι μαζί η κατάδυση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική και η ταχύτατη εφίπλευση της μικροπλάκας του Αιγαίου.

Γενικά, στην περιοχή αυτή, έχουν εφαρμοσθεί και έντονο πεδίο συμπίεσης και έντονες τάσεις εφελκυσμού με αποτέλεσμα να συναντώνται και ανάστροφα αλλά και κανονικά ρήγματα (εικόνα 3.10).

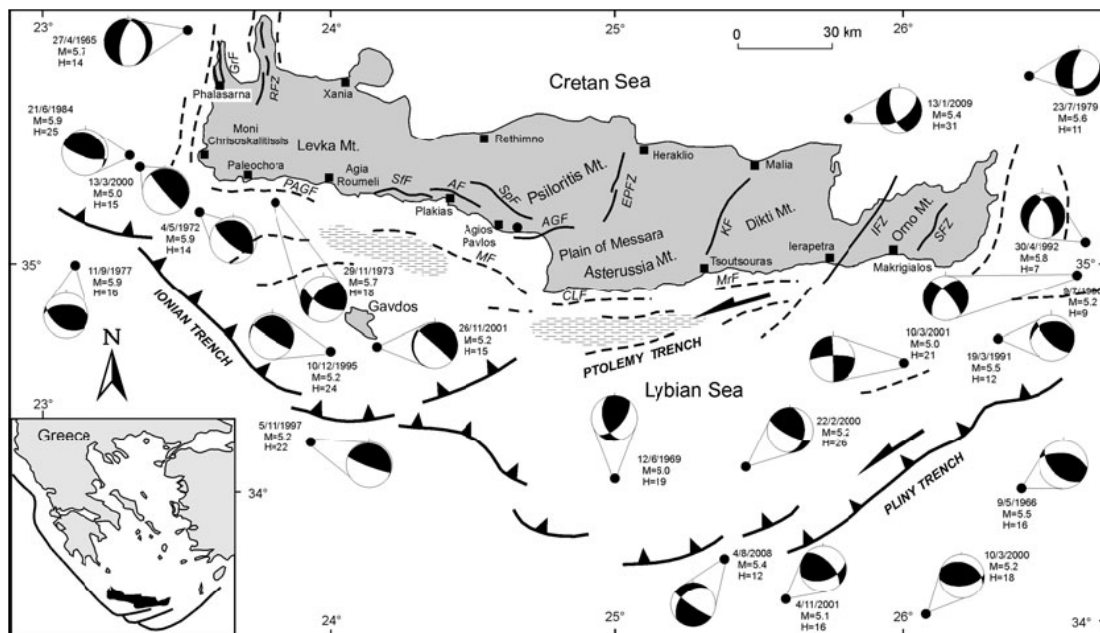


Εικόνα 3.10 Τα ρήγματα της Κρήτης.(Stiros 2000)

Αποτέλεσμα όλων των παραπάνω είναι η έντονη σεισμική δραστηριότητα της περιοχής ανά τους αιώνες. Εκτός από τον μεγαλύτερο της Μεσογείου καταστροφικό σεισμό του 365 μ.Χ. που θα αναλυθεί αργότερα, το μέρος αυτό έχει ταλαιπωρηθεί από πλείστους ιστορικούς σεισμούς, οι οποίοι μας είναι γνωστοί από ιστορικές πηγές.



Εικόνα 3.11 Τα επίκεντρα των μεγαλύτερων γνωστών σεισμών της Νότιας Ελλάδας. (εικόνα από Παπαζάχο και Παπαζάχου, 2002)

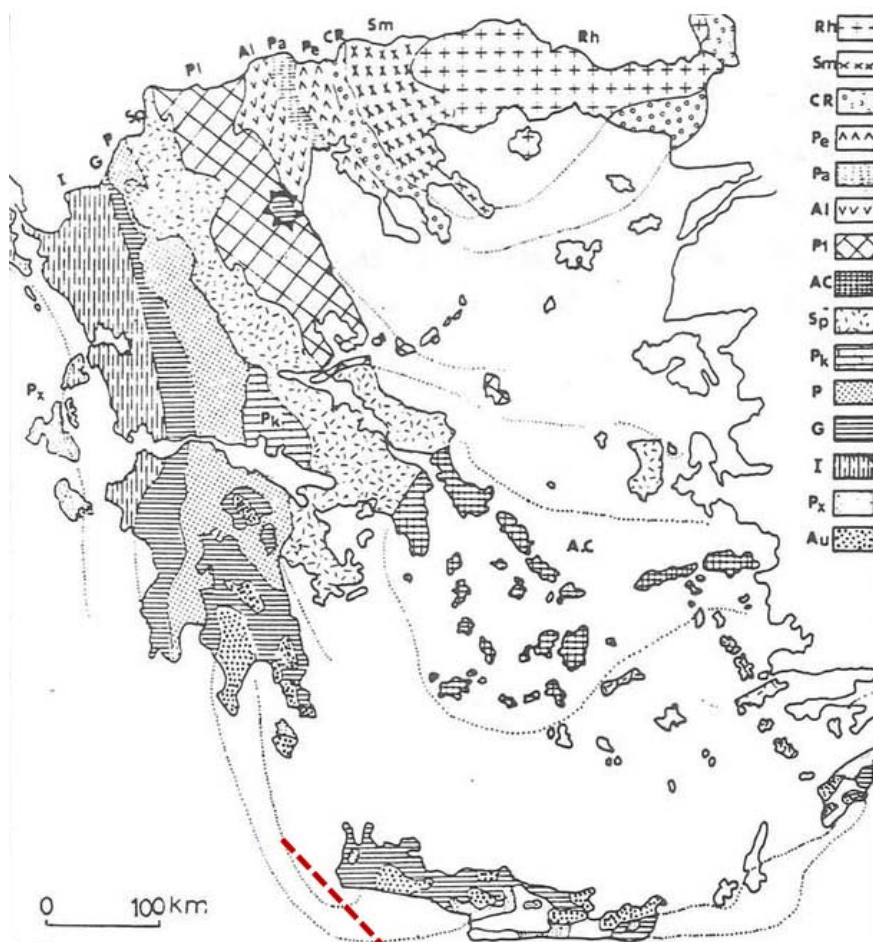


Εικόνα 3.12 Η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής ενδιαφέροντος κατά τις τελευταίες δεκαετίες. (Μηχανισμοί γένεσης : Kiratzi & Louvari 2003, Lyon & Caen et al. 1987, Taymaz et al. 1990, Pondrelli et al. 2002 , Μορφή της δομής νότια της Κρήτης : Leite & Mascle 1982, Le pichon et al. 2002, Alves et al.2007 ,

Κανονικά ρήγματα : Armijo et al. 1992, Fassoulas et al. 2001, Caputo et al.2006). (Caputo et al., 2010)

3.5 ΣΧΕΣΗ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΚΡΗΤΗΣ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΖΩΝΩΝ

Το ρήγμα που ερευνάται βρίσκεται στο βορειοδυτικό άκρο της Κρήτης. Γεωλογικά, η περιοχή αποτελεί χαρακτηριστικό πρίσμα επαύξησης που δημιουργήθηκε λόγω της κατάδυσης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Η Κρήτη βρίσκεται στο όριο των δύο πλακών, δηλαδή στο σημείο της βύθισης, το οποίο σημείο σήμερα συναντάται νοτιότερα της Κρήτης. Ειδικότερα σε σχέση με το Ελληνικό ορογενές, βρίσκεται στο εσωτερικό μέρος του ιζηματογενούς τόξου. Μπορούμε να πούμε ότι η περιοχή που βρίσκεται το ρήγμα χαρακτηρίζεται από τις αλληπάλληλες επωθήσεις τεκτονικών καλυμμάτων των Ελληνίδων ζωνών, αλλά και από ρήγματα αποκόλλησης που αποκαλύπτουν υποβυθισμένες μεταμορφωμένες σε συνθήκες HP-LT, ενότητες.



Εικόνα 3.13 Οι γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας. Η κόκκινη διακεκομμένη γραμμή αντιπροσωπεύει το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό του 365 μ.Χ. (εικόνα από Μουντράκη, 2010)

Οι γεωτεκτονικές ζώνες που απαρτίζουν την περιοχή κοντά στο νησί της Κρήτης είναι κυρίως η ζώνη Γαβρόβου και η ζώνη Πίνδου. Επίσης, εμφανίζονται τμήματα της Ιονίου ζώνης(ενότητα «Πλακώδεις ασβεστόλιθοι-Ταλέα Όρη») και την ενότητα «Φυλλιτών-Χαλαζιτών». Οι δύο τελευταίες ενότητες είναι ζώνες μεταμόρφωσης HP-LT, ηλικίας 25 Ma, και αποτελούν τους μεταμορφικούς πυρήνες των δύο βουνών, Λευκά Όρη και Ψηλορείτης. Η εκταφή τους έγινε με την απόρριψη των υπερκείμενων τεκτονικών καλυμμάτων των ζωνών Γαβρόβου-Τρίπολης, Πίνδου, Υποπελαγονικής και Πελαγονικής, όταν η περιοχή ξεκίνησε να διέπεται από πεδίο εφελκυσμού στα πλαίσια της μετανάστευσης του ορογενούς. Πάνω σε αυτούς τους αλπικούς σχηματισμούς, τοποθετούνται με στρωματογραφική ασυμφωνία κυρίως κλαστικά θαλάσσια ιζήματα του Νεογενούς-Τεταρτογενούς, τα οποία έχουν μεγάλη εξάπλωση και μεγάλο πάχος στις παραλιακές περιοχές της Κρήτης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

4.1 ΑΡΧΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

Η μέθοδος στοχαστικής προσομοίωσης σεισμών, όπως έχει προταθεί από τους Beresnev και Atkinson (1997), έχει ως βασική αρχή την υποδιαίρεση του ρήγματος σε επιμέρους τμήματα, τα οποία θεωρούνται σημειακές πηγές, οι οποίες συνεισφέρουν στην εδαφική κίνηση. Το πεδίο υψηλών συχνοτήτων κοντά στο επίκεντρο ενός ισχυρού σεισμού μοντελοποιείται υποδιαιρώντας το επίπεδο του ρήγματος σε τμήματα-υποστοιχεία και στη συνέχεια, προσθέτοντας τις συνεισφορές του καθενός στο σημείο παρατήρησης. Θεωρούμε το κάθε υποστοιχείο ως μία σημειακή πηγή με φασματικό σχήμα τύπου ω^2 , όπου ω είναι η κυκλική συχνότητα. Οι συνεισφορές των

υποπηγών στην εδαφική κίνηση υπολογίζονται με τη βοήθεια ενός στοχαστικού μοντέλου.

Στις μεθόδους που σχετίζονται με την σεισμική ακτινοβολία πρέπει να παίρνουμε πάντα υπ' όψιν τον παράγοντα της απόσβεσης. Στην παρούσα μέθοδο, η απόσβεση βασίζεται στην απλή γεωμετρική διασπορά στον χώρο, σε συνδυασμό με την τοπική ανελαστική απόσβεση (παράγοντας Q). Η μορφή του φάσματος ω^n , με n φυσικό, βασίζεται στη θεωρία εγκάρσιας μετατόπισης με μία κατάλληλα επιλεγμένη συνάρτηση ολίσθησης – χρόνου. Η σεισμική ροπή M_0 και η γωνιακή συχνότητα f_c είναι οι δύο παράμετροι που ορίζουν το φάσμα της σημειακής πηγής και πρέπει να συνδέονται με το μέγεθος του υπορήγματος για να ολοκληρωθεί η μέθοδος. Η σύνδεση αυτή πραγματοποιείται με τη χρήση δύο συντελεστών, $\Delta\sigma$ και K . Η πτώση τάσης $\Delta\sigma$, συνδέει τη ροπή με το ορισμένο μέγεθος του υπορήγματος και επηρεάζει το πλήθος των υποπηγών. Ο συντελεστής K συσχετίζει τη γωνιακή συχνότητα με το μέγεθος του ρήγματος και σχετίζεται με τα πλάτη της υψίσυχνης ακτινοβολίας. Το τελικό προϊόν της μεθόδου διέπεται από μία αναπόφευκτη αβεβαιότητα, για την οποία ευθύνεται η καταγωγή του στοχαστικού μοντέλου. Η αβεβαιότητα υφίσταται στη σύνδεση του ω^n φάσματος με ρήγματα πεπερασμένου μεγέθους και μπορεί να μειωθεί μόνο με εμπειρικές ενδείξεις.

4.1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ένα από τα χρησιμότερα εργαλεία στη μελέτη της παρατήρησης της εδαφικής κίνησης είναι το στοχαστικό μοντέλο σημειακής πηγής (Hanks and McGuire 1981; Boore, 1983; Boore and Atkinson, 1987; Toro and McGuire, 1987; Ou and Herrman, 1990; Boore, 1992; EPRI, 1993; Atkinson and Boore, 1995; Silva and Darragh, 1995). Το μοντέλο έχει τις ρίζες του στην έρευνα των Hanks and McGuire (1981), οι οποίοι απέδειξαν ότι η εδαφική κίνηση υψηλών συχνοτήτων (~ 1 έως 10 Hz) μπορεί να χαρακτηριστεί ως πεπερασμένης διάρκειας Γκαουσιανός θόρυβος, με ένα υποκείμενο φάσμα πλάτους, όπως ορίζεται από ένα απλό σεισμολογικό μοντέλο διεργασιών πηγής και διάδοσης. Στην Καλιφόρνια, το μοντέλο σημειακής πηγής του Brune (1970, 1971), με πτώση τάσης της τάξεως των 50 με 100 bars (1 bar=10 N/m), φαίνεται να εξηγεί τα κύρια χαρακτηριστικά της εδαφικής κίνησης των εμπειρικών δεδομένων (Hanks and McGuire, 1981; Boore, 1983, 1986; Boore et al., 1992).

Πρέπει να σημειωθεί ότι σε ορισμένες περιπτώσεις, ειδικά κοντά στην εστία ισχυρών σεισμών, το μοντέλο σημειακής πηγής δε λειτουργεί. Τα αποτελέσματα μίας μεγάλης, μη σημειακής, πεπερασμένης πηγής, συμπεριλαμβανομένης της διάδοσης

διάρρηξης, της κατευθυντικότητας και της γεωμετρίας πηγής – δέκτη, επηρεάζουν τα πλάτη, το περιεχόμενο των συχνοτήτων και τη διάρκεια της εδαφικής κίνησης. Μία συνηθισμένη προσέγγιση στη μοντελοποίηση των αποτελεσμάτων αυτών (Hartzell 1978; Irikura 1983) είναι η υποδιαίρεση του ρήγματος σε μικρότερα τμήματα, όπου κάθε τμήμα θεωρείται και μία σημειακή πηγή. Οι εδαφικές κινήσεις σε ένα σημείο παρατήρησης λαμβάνονται προσθέτοντας τις συνεισφορές όλων των υπορηγμάτων-υποπηγών. Οι βασικές υποθέσεις της προσέγγισης αυτής υιοθετούνται με την προϋπόθεση να ορίζονται οι σημειακές πηγές και το μέσο διάδοσης. Τα μοντέλα κυματικής ακτινοβολίας πεπερασμένων ρηγμάτων, όπως έχουν προταθεί από διάφορους ερευνητές, διαφέρουν ιδιαίτερα όσον αφορά τις υποθέσεις αυτές.

Η στοχαστική μέθοδος έχει εξελιχθεί για να προσομοιώνονται οι ιστορίες της επιτάχυνσης, γενικά για συχνότητες άνω του 1 Hz, τα τυχαία χαρακτηριστικά των οποίων είναι δύσκολο να μοντελοποιηθούν από τις πιο αιτιοκρατικές προσεγγίσεις. Στις χαμηλές συχνότητες, η μέθοδος είναι εγκυρότερη (Somerville 1991).

4.1.2 ΤΕΧΝΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

4.1.2.1 Στοχαστική μέθοδος

Η τεχνική της στοχαστικής προσομοίωσης, η οποία είναι αλλιώς γνωστή ως ‘μέθοδος λευκού θορύβου περιορισμένου εύρους’ (bandlimited white-noise method), προτάθηκε από τον Boore το 1983 και εφαρμόζεται στην προσομοίωση της εδαφικής κίνησης σε πλήθος ερευνών (Boore and Atkinson, 1987; Toro and McGuire, 1987; Ou and Herrmann, 1990; EPRI, 1993; Atkinson and Boore, 1995). Η μέθοδος βασίζεται στην υπόθεση ότι το φάσμα πλάτους Fourier ενός σεισμικού σήματος μπορεί να αναπαρασταθεί ως το προϊόν του φάσματος $S(\omega)$, το οποίο παράγεται από σεισμική πηγή σε απόσταση R μέσα σε ‘κλειστό’ μέσο, και συναρτήσεων φίλτρων που σχετίζονται με την απόσβεση λόγω μέσου (path attenuation) και την απόκριση του πεδίου (site response). Για έναν δέκτη σε συνθήκες βράχου, στις οποίες συνθήκες ισχύει μόνο η ενίσχυση ελεύθερης επιφάνειας (free surface amplification), το φάσμα της επιτάχυνσης εγκαρσίων κυμάτων ορίζεται ως

$$(4.1)$$

όπου ω είναι η γωνιακή συχνότητα, Q είναι ο παράγοντας ποιότητας (quality factor), και β είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Το φίλτρο $P(\omega)$ υπολογίζει την συχνά παρατηρούμενη φασματική απομάκρυνση πέραν μίας συγκεκριμένης συχνότητας ω , η οποία πιστεύεται ότι προκαλείται από την απόσβεση υψηλών συχνοτήτων λόγω της ζώνης διάβρωσης κοντά στην επιφάνεια. Το φίλτρο $P(\omega)$ μπορεί επίσης να μοντελοποιηθεί από τον παράγοντα φασματικής εξασθένησης κ (Anderson and Hough, 1984) με την παρακάτω σχέση

$$P(f) = \exp(-\omega^2)$$

(4.2)

όπου $f = \omega/2\pi$. Οι προσομοιώσεις σε αυτή τη μέθοδο δεν είναι ευαίσθητες στη μορφή του $P(\omega)$, αφού το φίλτρο αυτό επηρεάζει κυρίως την κίνηση σε συχνότητες μεγαλύτερες των 10 Hz, οι οποίες είναι εκτός του εύρους συχνοτήτων που μας ενδιαφέρει στα πλαίσια της μεθόδου.

Το φάσμα πηγής $S(\omega)$ (source spectrum) μοντελοποιείται πολλαπλασιάζοντας μία αιτιοκρατική συγκεκριμένη 'skeleton' συνάρτηση με το φάσμα Fourier του Γκαουσιανού θορύβου σε περιορισμένο παράθυρο συχνοτήτων. Η αιτιοκρατική συνάρτηση ορίζει το φασματικό σχήμα και το πλάτος, ενώ η στοχαστική συνάρτηση παρέχει έναν ρεαλιστικό τυχαίο χαρακτήρα στην μοντελοποιημένη χρονοϊστορία. Πρέπει εδώ να σημειωθεί ότι η επιλογή της skeleton συνάρτησης δεν είναι προφανής καθώς ακόμα υπάρχουν διαφωνίες και αοριστίες σε ζωτικά σημεία. Η πιο αποδεκτή υπόθεση είναι αυτή του πλάτους υψηλών συχνοτήτων που αναλογεί στο ω^{-2} (omega-squared model).

4.1.2.2 Το φάσμα ω^2 – Θεωρία εγκάρσιας μετάθεσης

Μία έκφραση της μετάθεσης από μία σημειακή εγκάρσια μετατόπιση μέσα σε ομογενές ελαστικό μέσο (Aki and Richards, 1980), σε συνδυασμό με τον ορισμό της σεισμικής ροπής, $Mt = \mu u(t)A$, αποτελεί τη δομή του εγκάρσιου κύματος μακρινού πεδίου (far-field shear wave form)

$$u(x,t) = \frac{R^{\theta\gamma}}{4\pi\rho R} \dot{u}'(t)$$

(4.3)

όπου $u(x,t)$ είναι η μετάθεση στο σημείο του χώρου x , ρ είναι η πυκνότητα, μ είναι η εγκάρσια παράμετρος, $R^{\theta\gamma}$ είναι η ακτινοβολία (angular radiation pattern), $u'(t)$ είναι η παράγωγος του χρόνου της μέσης μετάθεσης κατά την επιφάνεια μετατόπισης, και A είναι το εμβαδό της μετάθεσης.

Οι περιορισμοί της χρονικής συνάρτησης πηγής $u(t)$ (source time function), είναι ότι η μετάθεση πρέπει να ξεκινά από το μηδέν και να προσεγγίζει ένα συγκεκριμένο επίπεδο $u(\infty)$ άνω της τιμής του χρόνου ανάδυσης T (rise time). Τρεις από το άπειρο πλήθος των ad hoc συναρτήσεων χρόνου που ικανοποιούν τις συνθήκες αυτές είναι

$$\tilde{u}_i(t) = \tilde{u}(\tau) \left(1 - e^{-t/\tau} \right)$$

(4.4)

$$\bar{u}_n(t) = \bar{u}(\infty) \left[1 - \left(1 - \frac{t}{\tau} \right)^n \right]$$

(4.5)

$$\bar{u}_n(t) = \frac{\bar{u}(\infty)}{2} \left[1 + \left(1 - \frac{t}{\tau} \right)^n \right]$$

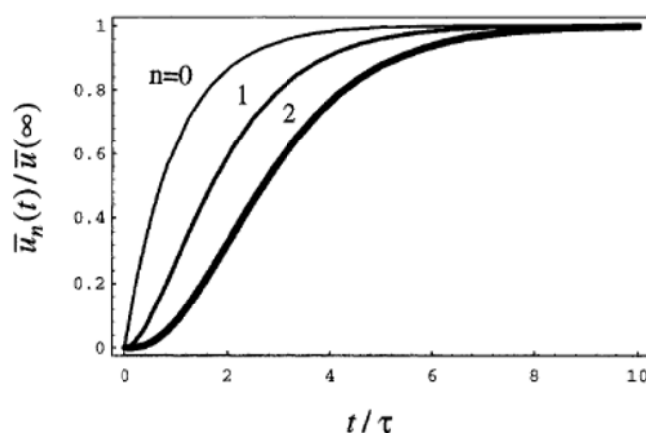
(4.6)

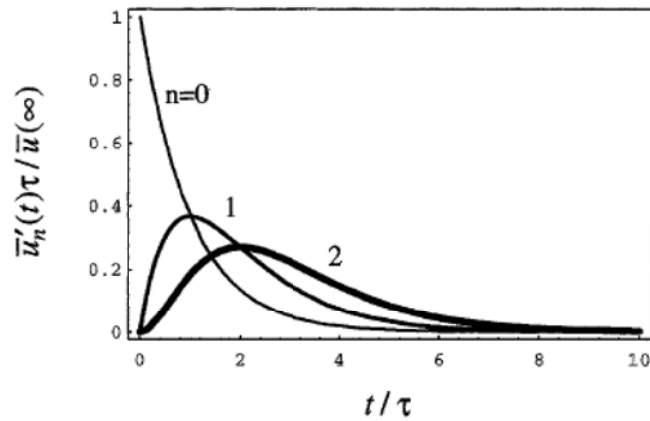
όπου το τ είναι η χαρακτηριστική παράμετρος χρόνου που ελέγχει τον ρυθμό της αύξησης της μετάθεσης. Στην εικόνα 4.1, παρατίθενται οι συναρτήσεις αυτές εκτός διαστάσεων. Οι παράγωγοι των συναρτήσεων $u'_n(t)$ μπορούν να διατυπωθούν ως εξής

$$\bar{u}'_n(t) = \frac{\bar{u}(\infty)}{\tau} \left(1 - \frac{t}{\tau} \right)^{n-1}, \quad t \in [0, 1]$$

(4.7)

όπου $0 \leq t \leq 1$. Οι συναρτήσεις αυτές ελέγχουν τη μετάθεση μακρινού πεδίου και παρουσιάζονται στην εικόνα 4.1. Δύο παλμοί που απαντούν για $n=1$ και $n=2$, είναι συμβατοί με τους λογικούς φυσικούς περιορισμούς, κατά τους οποίους η μετάθεση ξεκινά από το μηδέν καθώς το κύμα καταφθάνει και ξαναγυρίζει στο μηδέν καθώς το κύμα φεύγει. Η μετάθεση για $n=1$ δεν είναι ρεαλιστική διότι παρουσιάζει ασυνέχεια για $t=0$, κάτι το οποίο απαιτεί μηχανικά άπειρη τάση στο άκρο της διάρρηξης. Όμως, η κατάσταση ομαλότητας της χρονικής συνάρτησης πηγής στην αρχή και στο τέλος της ολίσθησης είναι σημαντικοί. Για αυτόν το λόγο, οι συναρτήσεις γραμμικής αναπήδησης (ramp functions) όπως δίνονται στην εξίσωση (4.4), δεν συνίσταται να χρησιμοποιηθούν.





Εικόνα 4.1 Επάνω : Θεωρητικές χρονικές συναρτήσεις πηγής (εξισώσεις 4-6). Κάτω : Θεωρητικοί παλμοί εγκάρσιων κυμάτων σε μακρινό πεδίο. (Beresnev and Atkinson, 1997)

Υποκαθιστώντας την εξίσωση (4.7) στην (4.3), παίρνουμε

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)$$

(4.8)

όπου η συνολική σεισμική ροπή που εκλύεται είναι

$$M_0 = \mu A \bar{u}(\infty)$$

(4.9)

Η συνάρτηση του μετασχηματισμού Fourier είναι

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)$$

(4.10)

όπου εισάγουμε τη μεταβλητή $\omega_c = 1/\tau$. Έτσι, οι συναρτήσεις χρόνου που δίνονται από τις εξισώσεις (4.5) και (4.6) αποδίδουν φάσματα που παρουσιάζουν το ίδιο όριο χαμηλών συχνοτήτων αλλά διαφορετική συμπεριφορά στις υψηλές συχνότητες. Η παράμετρος ω_c είναι η γωνιακή συχνότητα του φάσματος (corner frequency). Ένα φάσμα τύπου ω^2 (omega-squared spectrum), όπως αναπτύσσεται πιο άτυπα από τον Brune (1970,1971), προκύπτει για $n=1$.

Για να τελειοποιηθεί η εξίσωση (4.10), πρέπει να συνδέσουμε το μήκος του ρήγματος L με τις παραμέτρους M_0 και ω_c (ή τ) μίας ισοδύναμης σημειακής πηγής. Από τις εξισώσεις (4.5) και (4.6), μπορούμε να συνδέσουμε την παράμετρο τ με τον χρόνο

ανάδυσης T . Επειδή η διάρκεια της ολίσθησης στις εκθετικές συναρτήσεις (4.5) και (4.6) είναι τυπικά απεριόριστη, ο χρόνος ανάδυσης μπορεί να ορισθεί ως η διάρκεια κατά την οποία η μέση ολίσθηση προσεγγίζει ένα συγκεκριμένο όριο x του $u(\infty)$. Είναι σύνηθες, ο χρόνος ανάδυσης να ορίζεται όπως απαντά για $x=0.5$, αλλά αυτή δεν είναι η μοναδική επιλογή. Για $x=0.5$ και θέτοντας $T/t \equiv z$, το μοντέλο τύπου ω^2 δίνει

$$(4.11)$$

όπου βλέπουμε ότι $z=1,68$ και $f_c \equiv \omega_c/2\pi \equiv 0.27/T$. Έτσι, μπορούμε επίσης να συσχετίσουμε την γωνιακή συχνότητα ω_c με τον χρόνο ανάδυσης μίας μικρής πεπερασμένης πηγής. Προτείνονται συχνά και άλλες φόρμες όπως $f_c=1/T$ (Boore 1983), $f_c=0,5/T$ (Boatwright and Choy, 1992), $f_c=0,37/T$ (Hough and Dreger, 1995), οι οποίες επιλέγονται βάσει του πως ορίζεται κάθε φορά η διάρκεια (τιμή του x).

Σε αυτό το σημείο, πρέπει να συσχετίσουμε τον χρόνο ανάδυσης T κάθε υπορήγματος με το μήκος του κύριου ρήγματος L . Υποθέτουμε ότι η ολίσθηση σε κάθε υπορήγμα συνεχίζεται έως ότου φτάσει την περιφέρεια και σταματήσει. Αν η ταχύτητα διάρρηξης είναι $V = y\beta$, όπου y είναι μία σταθερά, τότε ο χρόνος ανάδυσης ορίζεται ως

$$T=L/2y\beta$$

$$(4.12)$$

όπου η μέση διάρρηξη διαδίδεται κατά τη μισή απόσταση του μήκους L , π.χ. διάρρηξη από τη μέση του ρήγματος. Εφ' όσον $T = z/\omega_c$, η γωνιακή συχνότητα συναρτήσει μήκους L , γράφεται

$$(4.13)$$

Έτσι, η εξίσωση (4.13) είναι της μορφής $f_c=K(\beta/L)$. Για κυκλικά ρήγματα, η τιμή του $K=0,37$ προτάθηκε από τον Boore (1970) και διορθώθηκε από τον Brune (1971), με το L να ορίζεται ως η ακτίνα του κυκλικού ρήγματος. Όμως, η θεωρία της εγκάρσιας μετατόπισης που κατατίθεται εδώ, δείχνει ότι δεν υφίσταται μοναδική συσχέτιση μεταξύ της γωνιακής συχνότητας της σημειακής πηγής και του μεγέθους του αληθινού ρήγματος. Έτσι, ο συντελεστής αναλογικότητας K αποτελεί επαγωγικά άλλη μία σύμβαση. Ο Brune (1979) αποδίδει την ποικιλία στις μεταβλητές του K στο φαινόμενο της κατευθυντικότητας σε πεπερασμένο ρήγμα. Αυτό εισάγει μια ανακρίβεια στη συσχέτιση του ω^2 φάσματος σημειακής πηγής με το υποστοιχείο ενός ρήγματος πεπερασμένου μεγέθους. Η εξίσωση (4.13) είναι συνήθως γνωστή ως 'spectral scaling law'. Το συμπέρασμα των παραπάνω είναι ότι δεν υπάρχει λόγος να εισαχθεί σχέση κλιμάκωσης.

Η σεισμική ροπή (seismic moment) της μετάθεσης της σημειακής πηγής, όπως ορίζεται στην εξίσωση (4.9), εμπεριέχει την τελική μετάθεση $u(\infty)$. Αυτό

μεταφράζεται συχνά ως μεταβολή (πτώση) της τάσης. Η ολίσθηση $u(\infty)$ καταλήγει σε παραμόρφωση της μορφής $u(\infty)/L$. Σύμφωνα με τον νόμο του Hooke, αυτό προκαλεί πτώση τάσης

$$(4.14)$$

Αντικαθιστώντας την ολίσθηση $u(\infty)$ της εξίσωσης (4.14) στην εξίσωση (4.9), προκύπτει

$$(4.15)$$

Έτσι, η σεισμική ροπή μιας ισοδύναμης μετάθεσης μπορεί να συσχετισθεί με τις διαστάσεις μέσω ενός συντελεστή $\Delta\sigma$. Αν η πτώση τάσης $\Delta\sigma$ μπορεί να οριστεί ανεξάρτητα, η εξίσωση (4.15) τελειοποιεί το μοντέλο πηγής που δίνεται από την εξίσωση (4.10).

Το νόημα της πτώσης τάσης $\Delta\sigma$ πρέπει να μεταφράζεται με προσοχή. Ο εγκάρσιος παράγοντας μ , κατά τη διάρκεια της ολίσθησης μπορεί να είναι πολύ χαμηλότερος από αυτόν σε άθικτο βράχο, με την τιμή αυτή να μην είναι σχετικά γνωστή. Άρα η ποσότητα $\Delta\sigma$ της εξίσωσης (4.15) δε σχετίζεται κατά πολύ με τη μεταβολή της τάσης που συμβαίνει κατά το σεισμό. Έτσι, θεωρούμε ότι η ποσότητα $\Delta\sigma$ δεν είναι μία αυστηρά φυσική παράμετρος και δεν προσφέρει σημαντικό πλεονέκτημα στη χρήση της ολίσθησης $u(\infty)$. Πειραματικές τιμές της τιμής $\Delta\sigma$ φαίνεται να έχουν τον ίδιο βαθμό αβεβαιότητας με τη μετάθεση. Στην μέθοδο αυτή, υιοθετείται η συνήθης προσέγγιση της μοντελοποίησης της σεισμικής ακτινοβολίας σημειακής πηγής χρησιμοποιώντας τον παράγοντα τάσης (stress parameter), αν και όπως ειπώθηκε αυτό δεν είναι απαραίτητο.

Οι τιμές K και $\Delta\sigma$ είναι παράμετροι που κάνουν ένα ρήγμα πεπερασμένης διάστασης L να είναι ισοδύναμο με μία σημειακή πηγή, η οποία έχει σεισμική ροπή M_0 και γωνιακή συχνότητα ω . Ο συντελεστής K , ο οποίος ελέγχει την υψίσυχνη ακτινοβολία, έχει και φυσική σημασία στο περιεχόμενο της μεθόδου αυτής. Στην εξίσωση (4.13), η τιμή K ελέγχει τις τιμές ω_c ή τ . Από την εξίσωση (4.5), μία χαμηλή τιμή του τ (ή μία υψηλή τιμή του K) φανερώνει μία απότομη αύξηση της μετάθεσης στο στατικό της επίπεδο. Έτσι, η τιμή K μετρά το εύρος της αύξησης της μετατόπισης. Αυτό περιορίζει επαγωγικά την τιμή του K , όμως παραμένει μη μοναδικό εξ' αιτίας της αυθαιρεσίας που παραμένει στην εξίσωση (4.11). Αυτή η αμφισημία περιορίζει το βαθμό της αιτιοκρατίας που προκύπτει από τα μοντέλα τύπου ω^n .

Αν και η μέθοδος γίνεται να εφαρμοστεί επιλέγοντας και άλλα μοντέλα διαφορετικής δύναμης n , θα χρησιμοποιηθεί το μοντέλο τύπου ω^2 διότι έχει δειχθεί εμπειρικά ότι ταιριάζει καλύτερα με τις παρατηρήσεις εδαφικής κίνησης (Boore 1983, 1986), αν και από μία οπτική, δεν υπάρχει λόγος να προτιμηθεί συγκεκριμένη δύναμη n .

4.1.3 ΕΚΤΕΛΕΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

4.1.3.1 Μοντέλο πεπερασμένου ρήγματος

Στην εκτέλεση της διαδικασίας πρόσθεσης των συνεισφορών σημειακών πηγών ακολουθείται μία συνηθισμένη προσέγγιση που προτάθηκε από τους Hartzell (1978), Irikura (1983), Joyner and Boore (1986), Heaton and Hartzell (1989), Somerville (1991). Το επίπεδο του ρήγματος διακρίνεται σε ισοδύναμα ορθογώνια στοιχεία, το καθένα από τα οποία αντιμετωπίζεται ως μία σημειακή πηγή. Η διάρρηξη διαδίδεται ακτινικά από το υπόκεντρο με την ταχύτητα $y\beta$. Ένα σημείο ενεργοποιείται όταν η διάρρηξη φτάσει στο κέντρο του. Οι συνεισφορές από όλα τα στοιχεία προστίθενται στον δέκτη. Ο χρόνος καθυστέρησης για ένα στοιχείο δίνεται από τον απαιτούμενο χρόνο για να φτάσει η διάρρηξη στο στοιχείο, συν τον χρόνο της εγκάρσιας κυματικής διάδοσης από το στοιχείο στον δέκτη. Η συνολική γεωμετρία του χώρου εκτιμάται για τη διάδοση των κυμάτων. Η επιλογή της ταχύτητας διάδοσης της διάρρηξης μπορεί πιθανώς να επηρεάσει την κατευθυντικότητα της ακτινοβολίας από πεπερασμένο ρήγμα.

Ο αριθμός των υποπηγών που προστίθενται στην προσομοίωση περιορίζεται από τη διατήρηση της σεισμικής ροπής. Οι σημειακές πηγές έχουν πανομοιότυπες ροπές, και υπάρχουν $l \times m$ πηγές στο επίπεδο του ρήγματος, όπου l και m είναι ο αριθμός των στοιχείων κατά μήκος και κατά πλάτος, αντίστοιχα. Για να επιτρέπεται η διαφορά των ολισθήσεων μεταξύ του υπογεγονότος και του κύριου γεγονότος και για να επιτευχθεί η στοχευμένη ροπή, τα στοιχειώδη ρήγματα επιτρέπεται να ενεργοποιηθούν n_s φορές, όπου n_s είναι ο κοντινότερος ακέραιος στον αριθμό του δεξιού μέλους της σχέσης

$$(4.16)$$

όπου M_l και M_e είναι οι στοχευμένες σεισμικές ροπές του ρήγματος και του υπορήγματος, αντίστοιχα. Τα χρονικά διαστήματα μεταξύ διαδοχικών ενεργοποιήσεων υπολογίζονται ως



$$(4.17)$$

όπου T είναι ο χρόνος ανάδυσης του υπορήγματος και ξ είναι ένας τυχαίος αριθμός ομοιόμορφα κατανομημένος μεταξύ 0 και 1. Η τυχαία συμπεριφορά των χρόνων καθυστέρησης ευθύνεται για την ετερογένεια στη διαδικασία της σεισμικής διάρρηξης. Αυτό είναι το μόνο στοχαστικό στοιχείο που εισάγεται στην παρούσα μέθοδο.

Απαιτείται επίσης να ορισθεί μία τυχαία κατανομή ολίσθησης στο ρήγμα. Στην περίπτωση αυτή, ο αριθμός n_s για κάθε υπορήγμα τίθεται ανάλογος του ακέραιου αριθμού που εκφράζει το λόγο της ολίσθησης του υπορήγματος προς την ολική ολίσθηση του ρήγματος, ώστε το σύνολο των σημειακών πηγών που απαιτείται από τη διατήρηση της ροπής να παραμένει αμετάβλητο.

Υπάρχει μια συγκεκριμένη ελευθερία στην επιλογή του μεγέθους του υπορήγματος L . Ιδανικά, αυτό θα μπορούσε να είναι το μέγεθος των κυρίαρχων οζύνσεων, όμως αυτές οι πληροφορίες είναι σπάνια διαθέσιμες, ειδικά για μελλοντικά γεγονότα. Από πρακτικής απόψεως, σημασία έχουν μόνο τα κύρια μεγέθη της ρηγμάτωσης, με αποτέλεσμα να περιορίζεται ο μέγιστος αναγκαίος αριθμός υπορηγμάτων. Από την άλλη μεριά, ένας συγκεκριμένος ελάχιστος αριθμός απαιτείται πρώτον, για να αναπαράγει την γεωμετρία πεπερασμένου ρήγματος και τα αποτελέσματα διάδοσης της διάρρηξης και δεύτερον, για να αποκτήσει ρεαλιστικής μορφής επιταχυνσιογράμματα. Έτσι, το εύρος τιμών της πιθανής αλλαγής του μεγέθους του ρήγματος είναι κάτι περιορισμένο, όχι όμως τελείως ξεκάθαρο. Συνήθως, το πλήθος των ρηγμάτων παραμένει κατά προσέγγιση μεταξύ 40 και 80. Αυτός είναι ένας κυρίως εμπειρικός κανόνας. Μέσα σε αυτό το εύρος η συνολική ακτινοβολία εξαρτάται από τον παράγοντα L . Για να ποσοτικοποιηθεί αυτή την εξάρτηση αυστηρότερα, πρέπει να σημειωθούν τα εξής. Σε χαμηλές συχνότητες (κάτω από την γωνιακή συχνότητα του υπορήγματος, f_c), η συνθήκη της διατήρησης της ροπής περιορίζει τα πλάτη των προστιθέμενων ακτινοβολιών. Σε υψηλές συχνότητες (μεγαλύτερες της f_c) το φασματικό επίπεδο υποπηγής (a_{hf}) είναι αναλογικό του $M_0 f_c^2$ (εξίσωση 4.10, $n=1$).

4.1.3.2 Μοντέλο σημειακής πηγής

Το φάσμα πλάτους εγκάρσιου κύματος από στοιχειώδη πηγή υπολογίζεται με τη χρήση των εξισώσεων (4.1) και (4.2). Το δεξί μέλος της εξίσωσης (4.1) πολλαπλασιάζεται με έναν παράγοντα του 12 ώστε να παρασταθεί το διάνυσμα της μετάθεσης πάνω στην οριζόντια συνιστώσα. Το φάσμα πηγής $S(\omega)$ ορίζεται στην εξίσωση (4.10) για $n=1$. Μία χωρική μέση τιμή 0,55 υιοθετείται για το πρότυπο μοντέλο της ακτινοβολίας (Boore and Boatwright, 1984). Οι προσομοιώσεις πραγματοποιούνται για συνθήκες βράχου (hard rock site). Επομένως, στην εξίσωση (4.1), δεν περιέχονται περιορισμοί και αναγωγές σχετικά με τις εδαφικές συνθήκες. Ο αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier μετατρέπει τα υπολογισμένα φάσματα σε χρονοϊστορίες επιτάχυνσης.

Κάθε συνάρτηση χρόνου του Γκαουσιανού θορύβου αναπαρίσταται με τη χρήση ενός σήματος τύπου 'boxcar' με 2% 'cosine taper' και στις δύο άκρες. Μία αναγνώριση θορύβου δίνει ένα φάσμα υπογεγονότος. Η διάρκεια του σήματος του υπορήγματος (T_w) αναπαρίσταται ως το άθροισμα της διάρκειας πηγής (T) συν ένα παράγοντα εξαρτημένο από την απόσταση (T_d)

$$(4.18)$$

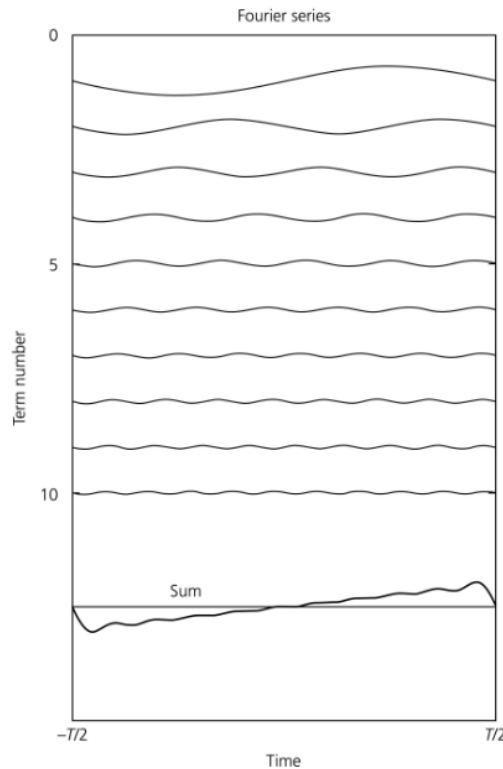
Η αύξηση της διάρκειας με την απόσταση προσομοιώνει τα αποτελέσματα της πολλαπλότητας των διαδρομών (multi-pathing) και της σκέδασης (scattering) στη διαδικασία μοντελοποίησης, η οποία μπορεί να διαφέρει τοπικά. Η διάρκεια που εξαρτάται από την απόσταση, μας διευκολύνει να μοντελοποιήσουμε επιτυχέστερα το πεδίο του σεισμικού κύματος σε τοπικές αποστάσεις, όπου κυριαρχούν πολύπλοκες φάσεις, όπως π.χ. τα Lg κύματα. Η ακρίβεια πετυχαίνεται σε φυσιολογικά πλαίσια παρά το ελλιπές αποτέλεσμα της διάδοσης του κύματος που μοντελοποιείται μέσω δομής του φλοιού. Η παράμετρος Td μπορεί να καθοριστεί εμπειρικά από αναλύσεις σε μικρούς σεισμούς (π.χ. Atkinson, 1993, 1995).

Το φασματικό μοντέλο του υπορήγματος απαιτεί διευκρίνιση των εισαγόμενων παραμέτρων L, y, z, Δσ και των ελαστικών σταθερών του μέσου. Στη συνέχεια, υπολογίζεται η διάρκεια της πηγής με τη χρήση της εξίσωσης (4.12), η γωνιακή συχνότητα προέρχεται από την εξίσωση (4.13) και η ροπή των υπορηγμάτων από την εξίσωση (4.15). Η εξίσωση (4.15) συνδυάζεται με τη συνθήκη διατήρησης της ροπής (εξίσωση 4.16) ώστε προκαλείται μία συναλλαγή μεταξύ του παράγοντα Δσ και του αριθμού των προστιθέμενων υποπηγών. Για δοσμένη τιμή του μεγέθους L, μία μεγάλη παράμετρος τάσης συνεπάγεται μεγάλη τιμή ροπής του υπορήγματος M_0 , κάτι το οποίο οδηγεί σε μικρό αριθμό πηγών, υπό τη διατήρηση της ροπής. Αυτό σημαίνει ότι οι ποικίλες τιμές της παραμέτρου Δσ στις προσομοιώσεις έχουν πρωτεύουσα επίδραση στο πλήθος των στοιχειωδών πηγών και όχι στα ύψη της ακτινοβολίας.

4.2 ΕΠΕΞΗΓΗΣΗ ΤΗΣ ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

4.2.1 ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ FOURIER

Τα σεισμολογικά δεδομένα της σεισμικής εδαφικής κίνησης είναι, ως γνωστόν, συναρτήσεις του χρόνου. Το πλάτος αναγραφής της επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης, μπορεί εύκολα να μετρηθεί για δοσμένη χρονική στιγμή. Όμως, η περίοδος και η συχνότητα στις οποίες αντιστοιχούν τα πλάτη αναγραφής δεν υπολογίζονται με απλό τρόπο, με συνέπεια, να αδυνατούμε να υπολογίσουμε το πραγματικό εδαφικό πλάτος. Για το λόγο αυτό, αναζητήθηκε ο τρόπος της μετατροπής της συνάρτησης μετάθεσης γραφίδας-χρόνου, $y=y(t)$, σε συνάρτηση μετάθεσης γραφίδας-κυκλικής συχνότητας (ή περιόδου), $F=F(\omega)$. Η τελευταία σχέση ονομάζεται ‘φάσμα σεισμικής κίνησης’.



Εικόνα 4.2 Σειρά Fourier (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

Έστω ότι έχουμε μία οποιαδήποτε καταγραφή ενός κύματος, η οποία δεν είναι μία απλή ημιτονοειδής ταλάντωση, αλλά αποτελεί το άθροισμα πολλών αρμονικών ταλαντώσεων, με διάφορα πλάτη και φάσεις. Με τον ‘μετασχηματισμό Fourier’ (Fourier transform), αναλύουμε την χρονοϊστορία της κίνησης βρίσκοντας τα πλάτη και τις φάσεις των αρμονικών όρων που την αποτελούν. Έτσι, δημιουργούμε ένα διάγραμμα των πλάτων σε συνάρτηση με τη συχνότητα, το λεγόμενο ‘φάσμα πλάτους’, και ένα διάγραμμα των φάσεων σε συνάρτηση με τη συχνότητα, το ‘φάσμα φάσης’. Με την διαδικασία αυτή, έχουμε μεταβεί από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο των συχνοτήτων, όπου εκεί στοχεύει ο μετασχηματισμός Fourier. Με απλά λόγια, το φάσμα πλάτους σε συνδυασμό με το φάσμα φάσης, αποτελούν μία εναλλακτική μορφή σειсмоγράμματος, στην οποία παριστάνονται οι επιμέρους αρμονικές ταλαντώσεις που το συνθέτουν. Δηλαδή, κάθε συνάρτηση, περιοδική ή μη, μπορεί να αναλυθεί σε όρους ημιτόνων και συνημιτόνων (εικόνα 4.2).

Ο μετασχηματισμός Fourier είναι σχετικά εύκολη υπόθεση όταν η κίνηση που αναλύουμε είναι περιοδική συνάρτηση του χρόνου. Όμως, η σεισμική κίνηση δεν είναι περιοδική. Στην περίπτωση αυτή, απαιτείται η παρουσία όλων των συχνοτήτων. Μία μη περιοδική συνάρτηση $y(t)$ μπορεί να εκφρασθεί χρησιμοποιώντας το ολοκλήρωμα Fourier ως εξής



(4.19)

όπου το μιγαδικό ολοκλήρωμα Fourier δίνεται από



(4.20)

Η σχέση 4.20 ονομάζεται ‘μετασχηματισμός Fourier’ (Fourier transform), ενώ η σχέση 4.19 ονομάζεται ‘αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier’ (inverse Fourier transform).



Με βάση τον τύπο του Euler που έχει τη μορφή , η σχέση 4.20 γίνεται



(4.21)

όπου



(4.22)



(4.23)

Ο όρος $R(\omega)$, της μιγαδικής συνάρτησης 4.21, αποτελεί το πραγματικό της μέρος και υπολογίζεται με τη χρήση της σχέσης 4.22, ενώ ο όρος $I(\omega)$ αποτελεί το φανταστικό της μέρος και υπολογίζεται με τη χρήση της σχέσης 4.23. Οι όροι αυτοί βρίσκονται για δοσμένη τιμή της κυκλικής συχνότητας, ω .

Έτσι, ψηφιοποιούμε το σεισμόγραμμα μετρώντας τα πλάτη y ανά ίσα χρονικά διαστήματα. Στη συνέχεια, κάνοντας αριθμητική ολοκλήρωση, υπολογίζουμε τον πραγματικό όρο, $R(\omega)$, και τον φανταστικό, $I(\omega)$, για δοσμένη τιμή ω . Η τελευταία διαδικασία είναι ο υπολογισμός του πλάτους και της φάσης που αντιστοιχούν στη συγκεκριμένη κυκλική συχνότητα, ο οποίος επιτυγχάνεται με τη χρήση των παρακάτω σχέσεων



(4.24)



(4.25)

4.2.2 ΑΡΧΕΣ ΣΥΝΘΕΣΗΣ ΚΥΜΑΤΟΜΟΡΦΩΝ

4.2.2.1 Βασικό μοντέλο

Βασική αρχή της σύνθεσης κυματομορφών είναι η θεώρηση της εδαφικής κίνησης του σειсмоγράμματος ως το προϊόν τριών παραγόντων, της σεισμικής πηγής, της δομής του μέσου στο οποίο διαδίδεται η σεισμική ακτινοβολία, και των ιδιοτήτων του σεισμομέτρου. Τα αποτελέσματα των παραγόντων αυτών εξαρτώνται από τη συχνότητα.



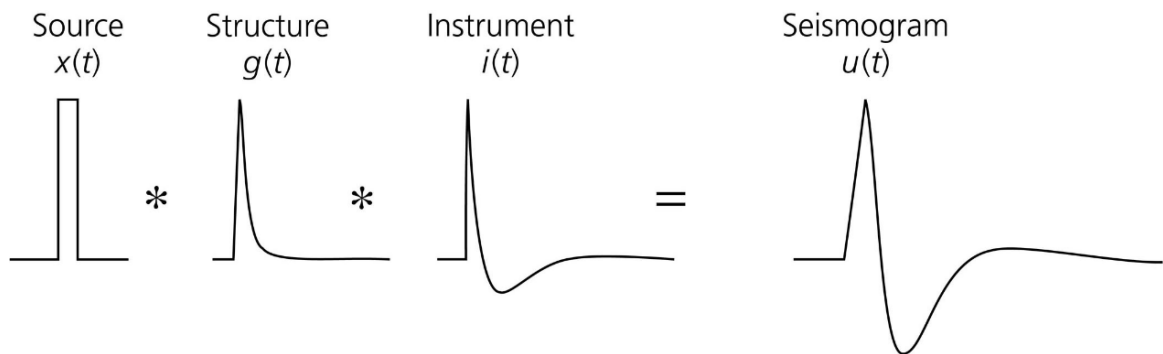
Στο σημείο αυτό, θα χρησιμοποιήσουμε την έννοια της συνέλιξης (convolution). Η συνέλιξη δύο συναρτήσεων έχει τη μορφή . Κατά τη διαδικασία αυτή, η εισαγόμενη συνάρτηση (input), $S(t)$, συνελίσσεται, δηλαδή φιλτράρεται, από την συνάρτηση φίλτρου (filter function), $I(t)$, και έτσι παράγεται το τελικό εξαγόμενο προϊόν (output). Η συνέλιξη δύο συναρτήσεων αναπαρίσταται με τον παράγοντα “” (Sherbaum 1996).

Με βάση τη διαδικασία αυτή, το σεισμόγραμμα $u(t)$ μπορεί να γραφτεί ως εξής



(4.26)

όπου $x(t)$ είναι η συνάρτηση πηγής-χρόνου, δηλαδή το σήμα που εισάγει ο σεισμός στο έδαφος, $e(t)$ και $q(t)$ αντιπροσωπεύουν τις επιρροές του μέσου διάδοσης στην εδαφική κίνηση, και $i(t)$ είναι η απόκριση του σεισμομέτρου. Ο παράγοντας $e(t)$ αντιπροσωπεύει τα αποτελέσματα της ανάκλασης και μετατροπής των κυμάτων στα διάφορα μέτωπα κατά μήκος του δρόμου διάδοσης, καθώς και το αποτέλεσμα της γεωμετρικής διασποράς των ακτινών. Τα φαινόμενα αυτά είναι ελαστικά. Όσον αφορά τα ανελαστικά φαινόμενα, ο παράγοντας $q(t)$ αντιπροσωπεύει τα αποτελέσματα της ανελαστικής απόσβεσης, κατά την οποία η σεισμική ενέργεια των κυμάτων ελαττώνεται διότι μετατρέπεται σε θερμότητα.



Εικόνα .3 Μοντελοποίηση κυματομορφής (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

Ισχύει ότι η συνέλιξη στο πεδίο του χρόνου ισούται με πολλαπλασιασμό στο πεδίο των συχνοτήτων. Έτσι, με τη μέθοδο του μετασχηματισμού Fourier, η σχέση 4.26 γίνεται



(4.27)

4.2.2.2 Χρονική συνάρτηση πηγής

Το σήμα της σεισμικής πηγής, $x(t)$, είναι η χρονική συνάρτηση πηγής που παράγεται από την ενεργοποίηση του ρήγματος. Στην απλούστερη περίπτωση ενός μικρού ρήγματος που ολισθαίνει απότομα, η συνάρτηση της σεισμικής ροπής είναι μία βηματική συνάρτηση (step function), κάτι που σημαίνει ότι η σεισμική ροπή παίρνει την μέγιστη τιμή της απότομα και στιγμιαία, και στη συνέχεια, διατηρείται σταθερή. Η παράγωγος αυτής της βηματικής συνάρτησης είναι η χρονική συνάρτηση πηγής και έχει τη μορφή μίας συνάρτησης δέλτα, η οποία αντιστοιχεί σε έναν απλό παλμό. Βέβαια, τα αληθινά ρήγματα προκαλούν πολύ πολυπλοκότερες συναρτήσεις πηγής-χρόνου.

Ας υποθέσουμε μία απλή περίπτωση, κατά την οποία η διάρρηξη σε κάθε σημείο ενός ορθογώνιου ρήγματος, ακτινοβολεί έναν παλμό. Παρ' όλα αυτά, το συνολικό ακτινοβολούμενο σήμα δεν είναι παλμικό, διότι το πεπερασμένο ρήγμα δεν διαρρηγνύεται ολόκληρο κατά την ίδια στιγμή. Αντί αυτού, οι πρώτες αφίξεις είναι αφίξεις κυμάτων που προέρχονται από τα αρχικά σημεία της διάρρηξης, και οι

μεταγενέστερες αφίξεις είναι αφίξεις ανήκουν στα μεταγενέστερα σημεία, στα οποία διαδίδεται η διάρρηξη. Ας υποθέσουμε, πρώτον, ότι η διάρρηξη διαδόθηκε με ταχύτητα v_R κατά μήκος ενός ρήγματος μήκους L , και δεύτερον, ας υποθέσουμε έναν δέκτη σε απόσταση r_0 και με αζιμούθιο θ από το αρχικό σημείο διάρρηξης (εικόνα 4.4). Η πρώτη άφιξη συμβαίνει τη χρονική στιγμή r_0/v , όπου v είναι η ταχύτητα του κύματος, δηλαδή α για τα επιμήκη κύματα, και β για τα εγκάρσια. Το τελικό σημείο του ρήγματος διαρρηγνύεται σε χρόνο L/v_R αργότερα, δηλαδή κατά τη στιγμή $L/v_R + r/v$, όπου r είναι η απόσταση του τελικού σημείου του ρήγματος από τον δέκτη. Σύμφωνα με το νόμο των συνημιτόνων, ισχύει η εξίσωση

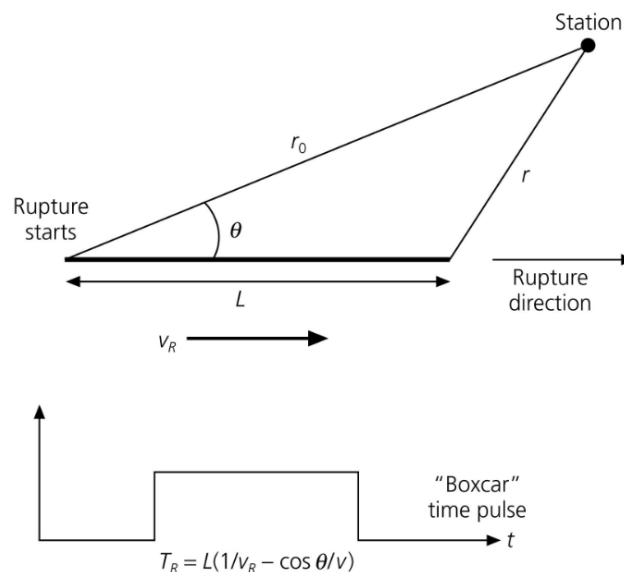


(4.28)

η οποία, για σημεία μακριά από το ρήγμα ($r \gg L$), γράφεται κατά προσέγγιση



(4.29)



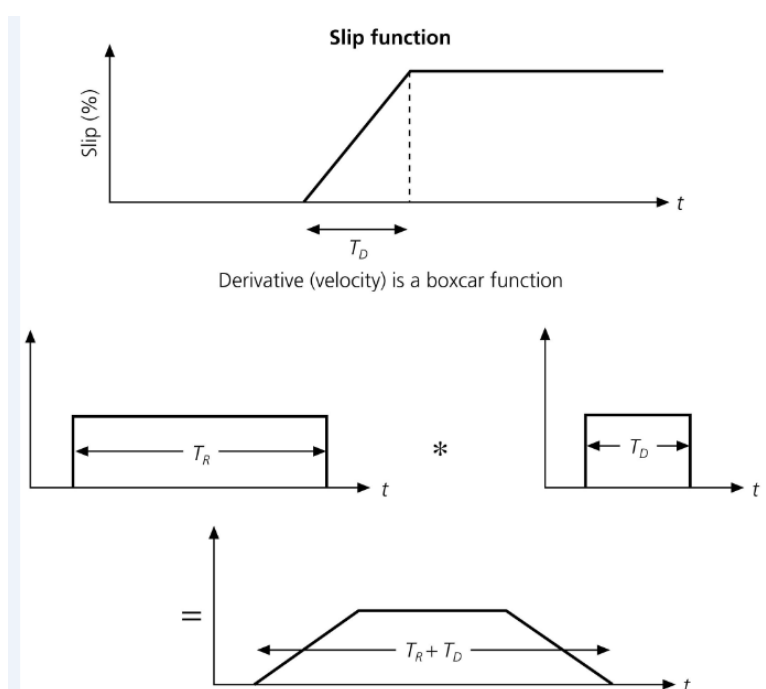
Εικόνα 4.4 Για ρήγμα μήκους L , η διάρκεια της χρονικής συνάρτησης πηγής εξαρτάται από το αζιμούθιο και την αναλογία της ταχύτητας v και της ταχύτητας διάρρηξης v_R . (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

Έτσι ο χρονικός παλμός λόγω του πεπερασμένου μήκους του ρήγματος είναι παλμός τύπου 'boxcar' και η διάρκεια του ορίζεται ως εξής



(4.30)

και είναι γνωστή ως ‘χρόνος διάρρηξης’ (rupture time). Λόγω του ότι η ταχύτητα u_R είναι περίπου 0.7-0.8 φορές η ταχύτητα διάδοσης εγκάρσιων, β , ο λόγος u/u_R υπολογίζεται στην τιμή 1.2 για τα εγκάρσια και 2.2 για τα επιμήκη κύματα. Η μεγαλύτερη διάρκεια συμβαίνει 180° από τη διεύθυνση διάρρηξης, ενώ η μικρότερη διάρκεια συμβαίνει προς την κατεύθυνση διάρρηξης. Οι εκφράσεις αυτές τροποποιούνται ανάλογα με τα διάφορα σχήματα των εξεταζόμενων ρηγμάτων, την κατεύθυνση της διάδοσης διάρρηξης, όπως π.χ. για ακτινικού τύπου διάδοση διάρρηξης σε κυκλικό ρήγμα.

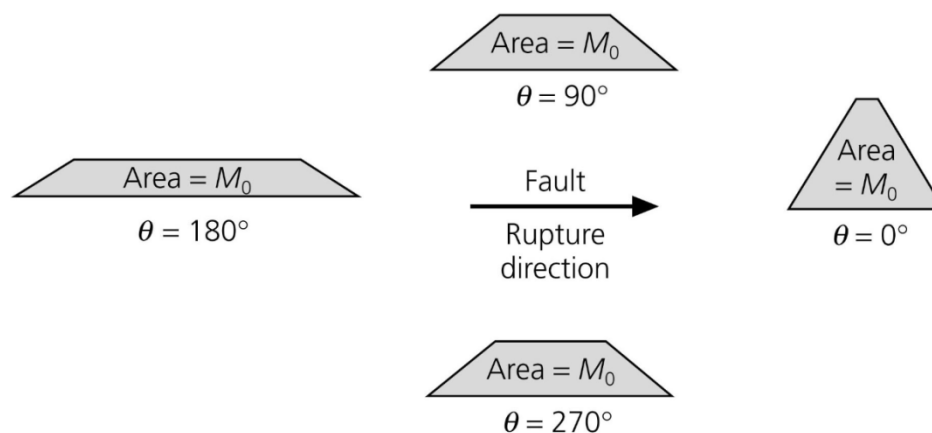


Εικόνα 4. Η χρονική συνάρτηση πηγής εξαρτάται από την παράγωγο της хроνοϊστορίας ολίσθησης στο ρήγμα. Μία γραμμική αναπήδηση διάρκειας T_D έχει χρονική παράγωγο τύπου boxcar. Όταν συνελίσσεται με την boxcar χρονική συνάρτηση της διάδοσης διάρρηξης, τότε προκύπτει μία χρονική συνάρτηση πηγής τραπεζοειδούς μορφής. (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

Ένα άλλο γεγονός που επηρεάζει την συνάρτηση χρόνου είναι ότι η ολίσθηση δε συμβαίνει στιγμιαία. Η хроνοϊστορία της ολίσθησης μοντελοποιείται ως συνάρτηση γραμμικής αναπήδησης (εικόνα 4.5), η οποία ξεκινά τη χρονική στιγμή μηδέν και τελειώνει τη χρονική στιγμή T_D , γνωστή ως ‘χρόνος ανάδυσης’ (rise time). Αυτή η

χρονική συνάρτηση πηγής (source-time function) εξαρτάται από την παράγωγο της χρονοϊστορίας ολίσθησης. Για συνάρτηση γραμμικής αναπήδησης, η παράγωγος είναι ένας παλμός τύπου 'boxcar'. Εφαρμόζοντας τη διαδικασία της συνέλιξης (convolution) στην περατότητα του ρήγματος και στον χρόνο ανάδυσης, παίρνουμε ως προϊόν ένα τραπεζοειδές σχήμα, το μήκος του οποίου είναι το άθροισμα των χρόνων ανάδυσης και διάρρηξης. Το γράφημα αυτό χρησιμοποιείται, συνήθως, ως η μοντελοποίηση της χρονικής συνάρτησης πηγής (source-time function), αν και οι εκφράσεις αυτές μεταβάλλονται ανάλογα με συγκεκριμένους παράγοντες, όπως προαναφέρθηκε.

Η διάρκεια του παλμού, που ακτινοβολείται κυματικά, ποικίλλει ανάλογα με το αζιμούθιο από την κατεύθυνση διάρρηξης, λόγω του πεπερασμένου μεγέθους του ρήγματος. Λόγω του ότι το εμβαδό του παλμού παραμένει σταθερό για όλα τα αζιμούθια, το μέγεθος της χρονικής συνάρτησης πηγής (source-time function magnitude) ποικίλλει αντιστρόφως ανάλογα με τη διάρκεια του παλμού (εικόνα 4.6). Το φαινόμενο αυτό καλείται 'κατευθυντικότητα' (directivity) και χρησιμοποιείται για την διάκριση του πραγματικού από το βοηθητικό επίπεδο του ρήγματος και για τις ιδιότητες της διάδοσης διάρρηξης. Με απλούστερα λόγια, το φαινόμενο της κατευθυντικότητας μοιάζει με το φαινόμενο Doppler, κατά το οποίο, όταν ένας ταλαντωτής κινείται προς έναν παρατηρητή, η συχνότητα είναι μεγαλύτερη, ενώ όταν κινείται προς την αντίθετη κατεύθυνση, η συχνότητα είναι μικρότερη.



Εικόνα 4. Η επιρροή της κατευθυντικότητας της διάρρηξης πάνω στη χρονική συνάρτηση πηγής σε διάφορα αζιμούθια. Το εμβαδό κάθε συνάρτησης πηγής παραμένει σταθερό σε κάθε αζιμούθιο, επειδή το ποσό της ενέργειας (σεισμικής ροπής) είναι το ίδιο προς κάθε κατεύθυνση. Έτσι, προς την κατεύθυνση της διάδοσης διάρρηξης, περισσότερη ενέργεια φτάνει σε μικρότερη διάρκεια, ενώ, προς την αντίθετη κατεύθυνση, φτάνει λιγότερη ενέργεια αλλά σε μεγαλύτερη διάρκεια. (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

Η διαφορά στους χρόνους άφιξης των κυμάτων, που ταξιδεύουν με ταχύτητα v από διαφορετικά σημεία του ρήγματος μήκους L , είναι, ουσιαστικά, ο χρόνος ανάδυσης T_R , ο οποίος ισούται με L/v . Αν η διαφορά αυτή είναι συγκρίσιμη με την περίοδο του σεισμικού κύματος, τότε η κυματομορφή θα επηρεαστεί σημαντικά. Έτσι, όταν ο λόγος $T_R/T = (L/v)/(\lambda/v) = L/\lambda$ παίρνει χαμηλή τιμή, τότε το μήκος του ρήγματος είναι μικρό σε σχέση με το μήκος κύματος των σεισμικών κυμάτων, και κατά συνέπεια, μπορούμε να παραμελήσουμε την περατότητα της πηγής και να τη θεωρήσουμε σημείο. Αυτό προέρχεται από το γεγονός ότι τα κύματα δεν μπορούν να ‘δούν’ τις δομές της γης, πολύ μικρότερες από το μήκος κύματός τους. Για ένα πεπερασμένο ρήγμα, αυτό συμβαίνει επειδή η ταχύτητα διάρρηξης είναι συγκρίσιμη με την ταχύτητα διάδοσης σεισμικών κυμάτων.

4.2.2.3 Φάσμα της πηγής

Οι σχέσεις μεταξύ της σεισμικής ροπής και του μεγέθους του ρήγματος προέρχονται από το φάσμα των ακτινοβολούμενων σεισμικών κυμάτων. Τα σεισμικά κύματα εξαρτώνται από το προϊόν της κλιμακωτής ροπής και της χρονικής συνάρτησης πηγής που παράγεται από τον σεισμό. Όπως προαναφέρθηκε, η χρονική συνάρτηση πηγής ενός απλού μοντέλου είναι το προϊόν της συνέλιξης του πεπερασμένου μεγέθους του ρήγματος και του πεπερασμένου χρόνου ανάδυσης της ρηγμάτωσης σε κάθε σημείο. Ο μετασχηματισμός Fourier της χρονικής συνάρτησης είναι το προϊόν των μετασχηματισμών των παλμών ‘boxcar’.

Ο μετασχηματισμός μίας συνάρτησης τύπου ‘boxcar’ με ύψος $1/T$ και μήκος T είναι



(4.31)

Η συνάρτηση αυτή γράφεται $\text{sinc } x = (\sin x)/x$ και χρησιμοποιείται σε πολλές αναφορές, στις οποίες επιλέγεται μόνο ένα τμήμα του σήματος. Εδώ, η συνάρτηση αυτή εκφράζει το γεγονός ότι ο παλμός της πηγής έχει πεπερασμένη διάρκεια.

Έτσι, το φασματικό πλάτος του σήματος της πηγής είναι το προϊόν της σεισμικής πηγής και δύο όρων sinc , κατά τη σχέση

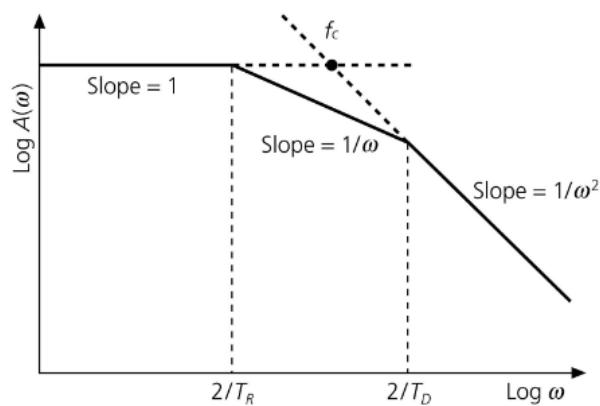


(4.32)

όπου T_R και T_D είναι οι χρόνοι διάρρηξης και ανάδυσης. Συνήθως, χρησιμοποιείται ο λογάριθμος της προηγούμενης εξίσωσης



(4.33)



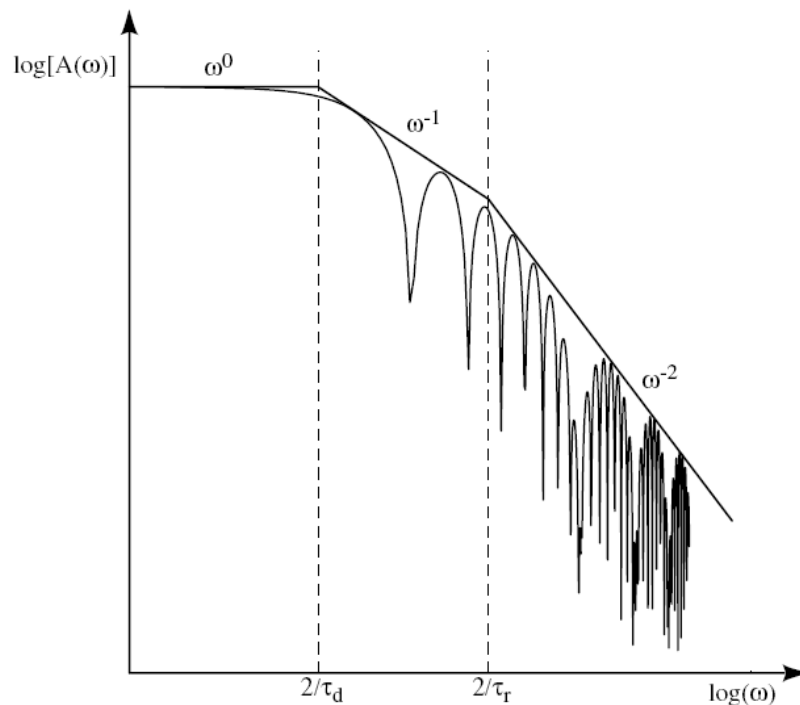
Εικόνα 4. Θεωρητικό φάσμα πηγής ενός σεισμού. Διαιρείται σε περιοχές με κλίσεις 1, $1/\omega$, $1/\omega^2$ κ.ο.κ. (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

Μία χρήσιμη προσέγγιση είναι να θεωρήσουμε την τιμή $\text{sinc } x$ ίση με 1 για $x < 1$, και ίση με $1/x$ για $x > 1$ (εικόνα 4.7). Κατά την προσέγγιση αυτή, το γράφημα του $\log A(\omega)$ σε συνάρτηση με $\log \omega$, αποτελείται από τρία τμήματα που απαντούν, το καθένα, σε διαφορετικό εύρος συχνοτήτων. Αν υποθέσουμε πως $T_R > T_D$, τότε ισχύει



(4.34)

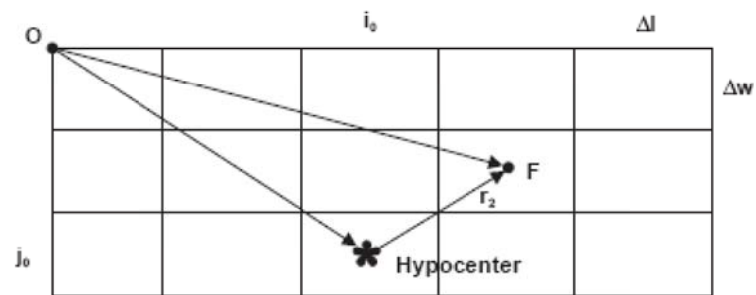
Το γράφημα αυτό διαιρείται σε τρία μέρη από τις συχνότητες $2/T_R$ και $2/T_D$, οι οποίες καλούνται γωνιακές συχνότητες (corner frequencies). Το φάσμα της πηγής είναι 'οριζόντιο', δηλαδή με κλίση ίση με τη μονάδα, για συχνότητες μικρότερες από την πρώτη γωνιακή, $2/T_R$. Για συχνότητες ανάμεσα στις γωνιακές, $2/T_R$ και $2/T_D$, η κλίση του ισούται με ω^{-1} , ενώ για συχνότητες μεγαλύτερες της δεύτερης γωνιακής, $2/T_D$, η κλίση μειώνεται σε ω^{-2} (εικόνα 4.7). Με τον τρόπο αυτό, το φάσμα της πηγής συντίθεται από τρεις παραμέτρους: τη σεισμική ροπή, τον χρόνο ανάδυσης και τον χρόνο διάρρηξης. Είναι προφανές ότι παραθέσαμε μία σύντομη αναφορά στην πιο απλή μορφή των παραπάνω εκφράσεων, μιας και στην πραγματικότητα οι μαθηματικές, αυτές, εκφράσεις έχουν πιο σύνθετη μορφή.



Εικόνα 4. Το φάσμα πλάτους για το μοντέλο Haskell. (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

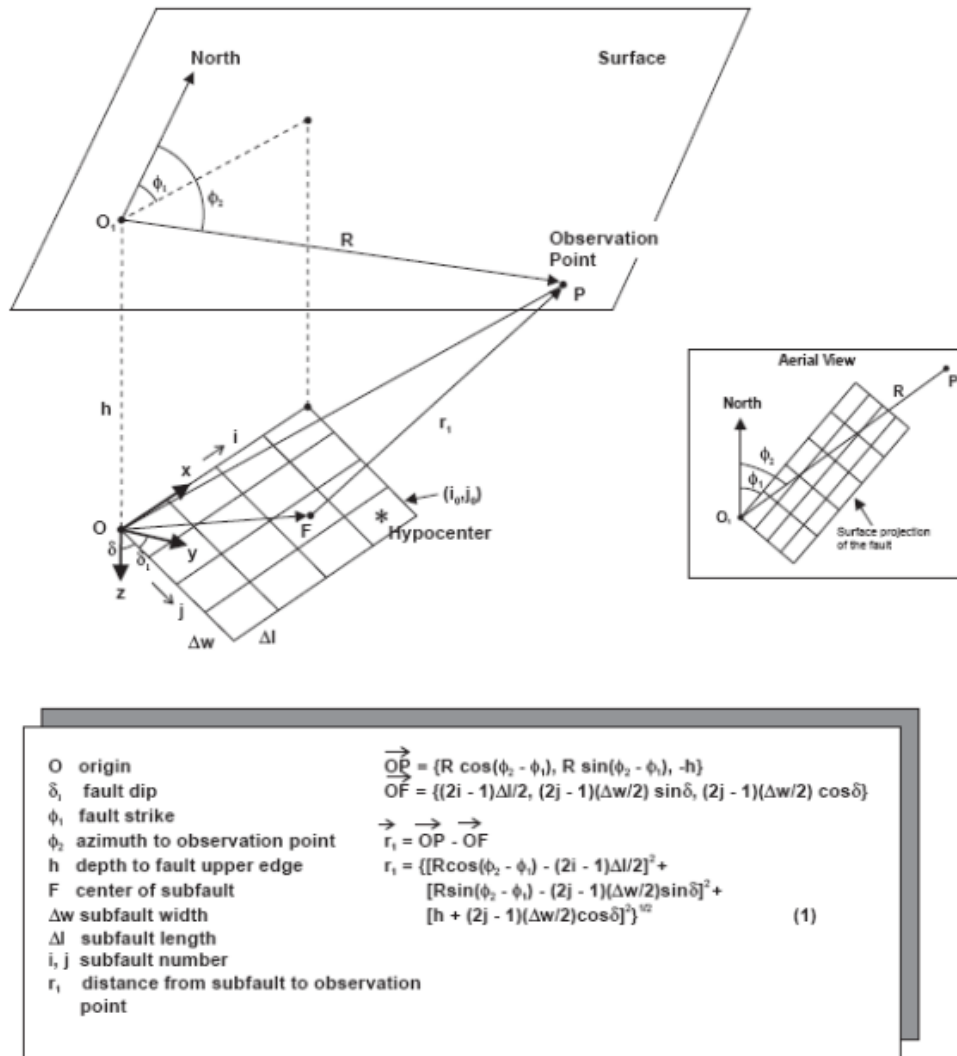
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ 365 μ.Χ.

Για τη μοντελοποίηση της εδαφικής κίνησης του σεισμού που θα προκληθεί από πιθανή διάρρηξη του ρήγματος της Κρήτης, θα χρησιμοποιήσουμε τη στοχαστική μέθοδο προσομοίωσης για σεισμικές πηγές πεπερασμένων διαστάσεων που προτάθηκε από τους Beresnev and Atkinson (1997;1998;1999). Η μέθοδος αυτή βασίζεται στο γεγονός ότι μεγάλο μέρος της ισχυρής εδαφικής κίνησης, συνήθως αυτό που σχετίζεται με την άφιξη εγκαρσίων κυμάτων, παρουσιάζεται να είναι τυχαίο στη φύση του και εκτός φάσης, δηλαδή να ταυτίζεται με το 'λευκό θόρυβο' (white noise). Παράλληλα, το φάσμα πλάτους Fourier του τύπου ω^{-2} , που προκύπτει από το μοντέλο πηγής του Brune, παρουσιάζει σταθερή τιμή μεταξύ των συχνοτήτων f_c και f_{max} . Αυτό οδήγησε στην υπόθεση ότι η ισχυρή εδαφική κίνηση μπορεί να προσεγγισθεί για πεπερασμένο εύρος συχνοτήτων (μεταξύ f_c και f_{max}) από λευκό θόρυβο κανονικής κατανομής (Karamitrou et al.,2008). Στη μέθοδο αυτή, το επίπεδο του ρήγματος διακριτοποιείται σε μικρότερα υπορήγματα, τα οποία φέρονται ως σημειακές υποπηγές. Σε κάθε υποπηγή εφαρμόζεται ένα φάσμα της μορφής ω^{-2} και τέλος, οι συνεισφορές των υποπηγών αθροίζονται με τελικό προϊόν το συνθετικό επιταχυνσιόγραμμα του υπό εξέταση σεισμού.



$$\begin{aligned}\vec{OF} &= \{(2i - 1)\Delta l/2, (2j - 1)\Delta w/2\} \\ \vec{OH} &= \{(2i_0 - 1)\Delta l/2, (2j_0 - 1)\Delta w/2\} \\ \vec{r}_2 &= \vec{OF} - \vec{OH} \\ r_2 &= [(i - i_0)^2\Delta l^2 + (j - j_0)^2\Delta w^2] \\ \text{time delay} &= r_2 / V, \text{ where } V \text{ is rupture velocity} \quad (2)\end{aligned}$$

Εικόνα 5.1 Διαίρεση του ρήγματος σε υπορήγματα. Διακρίνεται η θέση του υποκέντρου.(Beresnev and Atkinson, 1997)



Εικόνα 5.2 Γεωμετρία του ρήγματος και της διαδρομής του σεισμικού κύματος. (Beresnev and Atkinson, 1997)

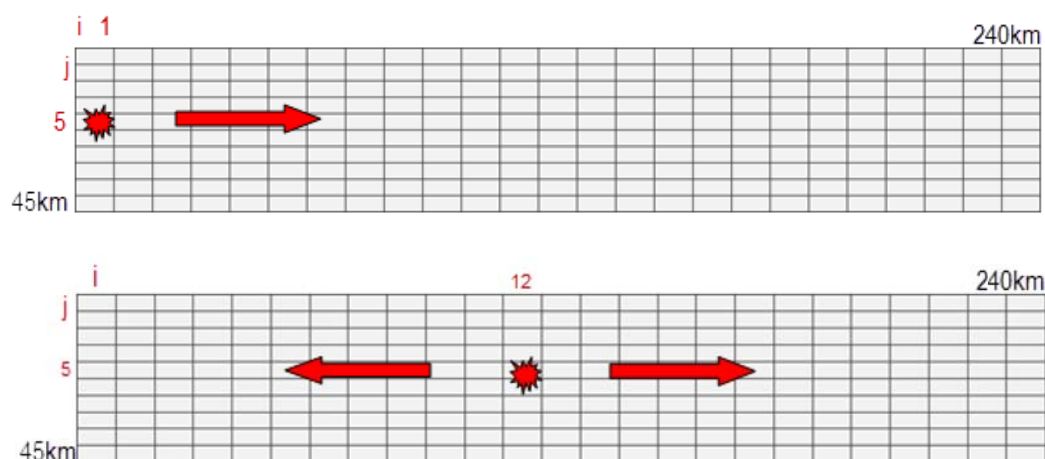
5.1 ΕΙΣΑΓΟΜΕΝΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

Οι παράμετροι input που πρέπει να εισαχθούν στον κώδικα γλώσσας Fortran που δημιούργησαν οι Beresnev και Atkinson (1997), ώστε να προσομοιωθεί η ισχυρή εδαφική κίνηση του σεισμού (output), συνδέονται, υπό θεωρητική σκοπιά, με τη χρονική συνάρτηση πηγής (source-time function), τη διάδοση της διάρρηξης, την

κατευθυντικότητα (directivity), τη γεωμετρία πηγής-δέκτη και τις ιδιότητες του σημείου παρατήρησης και του μέσου διάδοσης.

Εξαιρετικά σημαντικό ρόλο παίζουν οι διαστάσεις του ρήγματος, οι οποίες συνδέονται με τη σεισμική ροπή, μέσω της σχέσης $M_0 = \mu L w u$, όπου μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού στην εστία του σεισμού, L και w είναι το μήκος και το πλάτος του σειсмоγόνου ρήγματος αντίστοιχα, και u είναι η μέση μετάθεση στην επιφάνεια του ρήγματος κατά τη γένεση του σεισμού. Για το μέγεθος σεισμικής ροπής M_w του σεισμού αυτού, προτάθηκε η τιμή του 8.3 από τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (1997), με μία πιθανή απόκλιση της τάξεως του 0.2. Στην τιμή αυτή κατέληξαν μετά από ανάλυση των δεδομένων μακροσεισμικής έντασης στην περιοχή της Γόρτυνας Κρήτης (di Vita 1996) και με βάση το μήκος του ρήγματος.

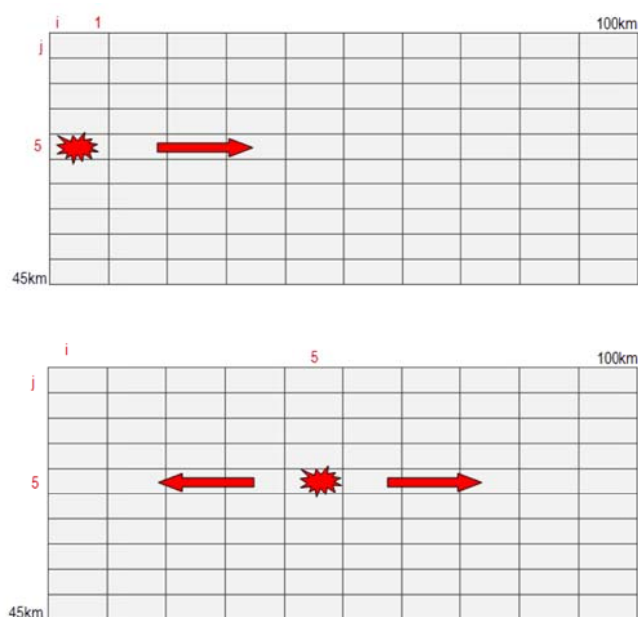
Θα προσομοιώσουμε την εδαφική κίνηση για δύο περιπτώσεις τιμών μήκους ρήγματος (εικόνες 5.3 και 5.4). Με τη χρήση εμπειρικών σχέσεων (Papazachos et al., 2000; Wells and Copersmith, 1994), το μήκος του ρήγματος εκτιμάται στα 240 km, ενώ από μετρήσεις των επιφανειακών ενδείξεων, όπως π.χ. η ανάδυση των Αντικυθήρων, το μήκος του ρήγματος υπολογίζεται στα 100 km (Shaw et al., 2008). Με βάση τις τιμές αυτές, θα ορίσουμε το πλάτος στα 45km. Έτσι, χρησιμοποιούμε τις τιμές 240 km και 100 km για το μήκος, και 45 km για το πλάτος του κύριου ρήγματος. Επίσης, η ανάλυση των υποκέντρων των επιφανειακών μικροσεισμών, μέσα στην επιππεύουσα πλάκα, προτείνει για τιμή βάθους του ρήγματος τα 45 km (Shaw et al., 2008). Η τιμή αυτή αντιστοιχεί στο μέγιστο βάθος που συναντάται στην επιφανειακή, κεκλιμένη, ανάστροφη ρηγματώση στο μέτωπο της τεκτονικής πλάκας, όπως συνηθίζεται στις ζώνες υποβύθισης.



Εικόνα 5.3 Το ρήγμα διαστάσεων 240 km x 45 km διαιρείται σε 24 υπορήγματα κατά μήκος και 10 κατά πλάτος. Στην μονοκατευθυντική περίπτωση (επάνω), η εστία βρίσκεται στη θέση $i_0, j_0=1,5$. Στην δिकाτευθυντική περίπτωση (κάτω), η εστία βρίσκεται στη θέση $i_0, j_0=12,5$, όπου i ο αριθμός των στηλών και j ο αριθμός των σειρών.



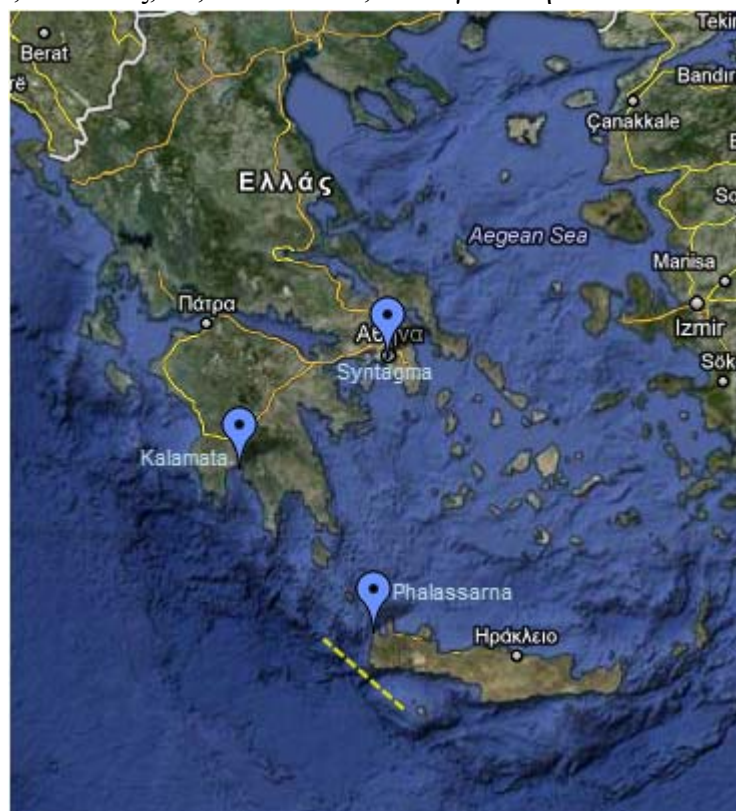
Η παράταξη του ρήγματος είναι 315° , και ταυτίζεται με την παράταξη του τόξου σύγκλισης στην περιοχή αυτή. Η γωνία κλίσης του ρήγματος είναι ζωτικής σημασίας διότι επηρεάζει έντονα την προβολή του επιπέδου του ρήγματος στην επιφάνεια και έχει εκτιμηθεί στις 30° . Συνίσταται να ελέγχουμε ένα εύρος σφάλματος 10° επί της γωνίας κλίσης. Για το λόγο αυτό, θα εξετάσουμε και άλλες δύο περιπτώσεις όπου στη μία το ρήγμα θα έχει γωνία κλίσης 20° και στην άλλη, 40° . Μία άλλη παράμετρος που πρέπει να εισάγουμε είναι το βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος. Θεωρούμε ότι το ρήγμα εμφανίζεται στην επιφάνεια άρα για βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος ορίζεται η τιμή 0 km.



Εικόνα 5.4 Το ρήγμα διαστάσεων 100 km x 45 km διαιρείται σε 10 υπορήγματα κατά μήκος και σε 10 κατά πλάτος. Στην μονοκατευθυντική περίπτωση (επάνω), η εστία βρίσκεται στη θέση $i0, j0=1,5$. Στην δικάτευθυντική περίπτωση (κάτω), η εστία βρίσκεται στη θέση $i0, j0=5,5$, όπου i είναι ο αριθμός των στηλών και j ο αριθμός των σειρών.

Για να υπολογισθεί η απόσταση διαδρομής της σεισμικής ακτινοβολίας από την πηγή στο σημείο παρατήρησης, απαιτείται να εισάγουμε και τις αντίστοιχες συντεταγμένες. Το γεωγραφικό μήκος και πλάτος της κάθε πιθανής εστίας που θα ερευνούμε υπολογίζεται από το πρόγραμμα, αρκεί να εισάγουμε τη γεωμετρία του ρήγματος δηλαδή την παράταξη, την κλίση, τις διαστάσεις του, τη θέση της κάθε εστίας πάνω στο ρήγμα. Συνεπώς, πρέπει να εισάγουμε τις συντεταγμένες του σημείου 'Ο' ('Origin') του ρήγματος, όπως αυτό παρατίθεται στο αντίστοιχο σχήμα. Οι συντεταγμένες του σημείου 'Ο' στην περίπτωσή μας είναι $34,8^\circ\text{N}$ και $23,8^\circ\text{E}$. Σε κάθε προσομοίωση, εισάγουμε στο πρόγραμμα τις συντεταγμένες του εκάστοτε σημείου παρατήρησης. Στην περιοχή της Κρήτης θα προσομοιώσουμε την εδαφική κίνηση σε

όρους κοντινού πεδίου (near field), στην περιοχή της Αθήνας (περιοχή Σύνταγμα) σε συνθήκες μακρινού πεδίου (far field), και στην περιοχή της Καλαμάτας (κέντρο) σε συνθήκες ενδιάμεσου πεδίου (middle field), όποτε και θα εισαχθούν οι συντεταγμένες των θέσεων αυτών. Όσον αφορά την προσομοίωση σε κοντινό πεδίο, επιλέγουμε την περιοχή 'Φαλάσσαρνα Κρήτης', διότι εκεί παρατηρήθηκε η ανύψωση 9 m και θα συγκρίνουμε κατά πόσο συμφωνούν τα αποτελέσματα της στοχαστικής μεθόδου. Από τον ιστότοπο itouchmap.com, εισάγουμε τις εξής συντεταγμένες γεωγραφικού μήκους και πλάτους, αντίστοιχα : 23,58° E και 35,50° N για Φαλάσσαρνα, 22,10° E και 37,00° N για Καλαμάτα, και τέλος, 23,73° E και 37,97° N για Αθήνα.



Εικόνα 5.5 Οι τρεις περιοχές near field (Φαλάσσαρνα), middle field (Καλαμάτα) και far field (Αθήνα-Σύνταγμα), όπου θα προσομοιώσουμε τα επιταχυνσιογράμματα. Η κίτρινη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό του 365 μ.Χ.

Η διακριτοποίηση του επιπέδου του κύριου ρήγματος σε ομοίων διαστάσεων επιμέρους τμήματα είναι διαδικασία πρωτεύουσας σημασίας, καθώς οι συνεισφορές τους είναι αυτές που αποτελούν τη συνθετική χρονοϊστορία της επιτάχυνσης που θα παραλάβουμε ως τελικό αποτέλεσμα (output), όπως επίσης και επειδή σχετίζονται με την κατανομή της ολίσθησης στο ρήγμα και την κατευθυντικότητα. Για το λόγο αυτό, πρέπει να δώσουμε έμφαση στις διαστάσεις των υπορηγμάτων κατά μήκος και κατά πλάτος του κύριου ρήγματος. Στη μέθοδό του, ο Beresnev προτείνει πρώτον, μέγιστο πλήθος 50 υποστοιχείων κατά μήκος και κατά πλάτος του ρήγματος και δεύτερον, οι

διαστάσεις των υπορηγμάτων να περιορίζονται από 5 km έως 15 km, και τέλος χρησιμοποιεί τη σχέση $a_{me} = stress \cdot a_l^3$, όπου stress είναι για να συσχετίσει τη σεισμική ροπή του υπορήγματος, a_{me} , με τις διαστάσεις του, a_l . Μία άλλη εμπειρική σχέση που συνδέει τις διαστάσεις των υποστοιχείων με τη ροπή είναι $\log \Delta l = -2 + 0.4M$ (Beresnev and Atkinson 1999). Οι διαστάσεις των επιμέρους τμημάτων του ρήγματος Δl συσχετίζονται επίσης με τη γωνιακή συχνότητα f_c μέσω της σχέσης $f_c = [(yz/\pi)\beta]/\Delta l$, όπου y είναι ο λόγος της ταχύτητας διάρρηξης προς την ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων $\beta = 3.7$ km/sec και συνήθως παίρνει την τιμή 0.8 (Beresnev and Atkinson, 1997), και z είναι μία παράμετρος που ορίζει τη γωνιακή συχνότητα των πηγών στο φάσμα τύπου ω^{-2} , σχετίζεται με τον παράγοντα ισχύος s_{fact} (strength factor) και παίρνει την τιμή 1.68, η οποία είναι μία σταθερά που εκπροσωπεί τη φυσιολογική διάρρηξη.

Με βάση τους παραπάνω κανόνες, θα δώσουμε στο υπορήγμα τιμή μήκους 10 km και πλάτους 4.5 km. Δηλαδή, για μήκος ρήγματος ίσο με 240 km, θα υποδιαιρέσουμε το κύριο ρήγμα σε 24 υπορήγματα κατά το μήκος του, ενώ στην άλλη περίπτωση των 100 km θα υποδιαιρέσουμε το ρήγμα σε 10 υπορήγματα (εικόνες 5.3 και 5.4). Το πλάτος του κύριου ρήγματος είναι 45 km και στις δύο περιπτώσεις, και κατά συνέπεια το κύριο ρήγμα θα υποδιαιρεθεί σε 10 υπορήγματα κατά το πλάτος του. Γενικά, θεωρούμε ότι το νότιο ακραίο σημείο του ρήγματος είναι κοντά στη νήσο Γαύδο και από εκεί επεκτείνεται 240 km ή 100 km με αζιμούθιο 315° .

Σημαντικό ρόλο παίζει και η θέση της πηγής στο ρήγμα. Στον κώδικά του, ο Beresnev μας ζητά να εισάγουμε ως θέση της πηγής, τη θέση του υπορήγματος που ανήκει. Θα πάρουμε δύο περιπτώσεις στους μεσαίους ορίζοντες, δηλαδή σε βάθος 22,5 km. Στην πρώτη περίπτωση, η διάρρηξη θα είναι μονοκατευθυντική (unilateral) με κατευθυντικότητα προς το βόρειο τμήμα του ρήγματος, δηλαδή προς την Ελλάδα. Άρα, η εστία θα βρίσκεται στο νότιο άκρο του ρήγματος και η διάρρηξη θα διαδίδεται προς το βόρειο τμήμα του. Στην δεύτερη περίπτωση, η διάρρηξη θα είναι δικατευθυντική (bilateral) και συνεπώς η εστία θα βρίσκεται στο μεσαίο τμήμα κατά μήκος του ρήγματος και η διάρρηξη θα διαδίδεται προς το βόρειο και το νότιο τμήμα του, ταυτόχρονα. Άρα, αν τα υπορήγματα απεικονίζονται σε έναν πίνακα με j σειρές και i στήλες, όπου το υποστοιχείο 1,1 είναι προς την πλευρά της Γαύδου, τότε, για ρήγμα μήκους 240 km, θα πάρουμε ως εστίες, τα υπορήγματα-υποστοιχεία του πίνακα $i0,j0=1,5$ (unilateral) και 12,5 (bilateral), ενώ για ρήγμα μήκους 100 km, θα πάρουμε τις τιμές $i0,j0=1,5$ (unilateral) και 5,5 (bilateral) (εικόνες 5.3 και 5.4).

Ο παράγοντας ισχύος s_{fact} , ελέγχει τα πλάτη της σεισμικής κυματικής ακτινοβολίας σε συχνότητες μεγαλύτερες της γωνιακής f_c των υπορηγμάτων και συνδέεται με τη μέγιστη ταχύτητα της ολίσθησης στο ρήγμα (Beresnev and Atkinson, 1997). Για τις φυσιολογικές διαρρήξεις ο παράγοντας s_{fact} παίρνει την τιμή 1, ενώ χαμηλότερες ή υψηλότερες τιμές παίρνει για πιο αργές ή πιο γρήγορες ολισθήσεις, αντίστοιχα. Στην περίπτωση αυτή, δίνουμε στον παράγοντα s_{fact} την τιμή 1,5. Τα πλάτη ελέγχονται από την μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης του ρήγματος με τη σχέση $U_{max} = (2yz/e) \cdot stress/$

($\rho\theta^* \beta$), όπου $\rho\theta$ είναι η πυκνότητα του μέσου, η οποία παίρνει την τιμή της πυκνότητας του ανώτερου φλοιού και είναι ίση με $2,8 \text{ gr/cm}^3$.

Οι παράμετροι απόσβεσης και γεωμετρικής διασποράς είναι εξίσου σημαντικοί. Για τη γεωμετρική διασπορά χρησιμοποιούμε τον παράγοντα $1/R$, όπου το πλάτος μειώνεται με την ακτινική απόσταση από την πηγή. Για την ανελαστική απόσβεση, χρησιμοποιούμε τον παράγοντα ποιότητας (quality factor) που ισχύει για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, $Q(f)=100 f^{0.8}$ (Chatzidimitriou 1993;1995) και εξαρτάται από τη συχνότητα. Για τις προσομοιώσεις κοντινού πεδίου στη θέση της Κρήτης, θα εξετάσουμε και ένα άλλο μοντέλο γεωμετρικής διασποράς κατά το οποίο, για τα πρώτα 70 km χρησιμοποιείται ο παράγοντας $1/R^{-1}$, για τα επόμενα 60 km χρησιμοποιείται ο παράγοντας $1/R^0$ και για μεγαλύτερες αποστάσεις χρησιμοποιείται ο παράγοντας $1/R^{-0.5}$. Ο παράγοντας κρίσιμης απόσβεσης είναι 0.05.

Η πτώση τάσης, stress, καθορίζει τη σεισμική ροπή του υπορήγματος. Ο Beresnev προτείνει τη μέγιστη τιμή των 50 bars. Επίσης, θεωρούμε ότι τα σημεία παρατήρησης βρίσκονται σε συνθήκες 'βράχου' (hard rock site), όπου δεν υφίσταται ενίσχυση της εδαφικής κίνησης. Επίσης, η χρονοϊστορία της επιτάχυνσης που εξάγεται ως αποτέλεσμα του κώδικα, φιλτράρεται με ένα φίλτρο Saragoni-Hart. Το συγκεκριμένο φίλτρο προτείνεται από τον Beresnev, για να αποκτήσει το επιταχυνσιόγραμμα πιο ρεαλιστική όψη, και συνηθίζεται να χρησιμοποιείται, γενικά, στις μεθόδους αυτές. Τέλος, αν δεν υπάρχουν δεδομένα για την κατανομή της ολίσθησης, το πρόγραμμα παράγει τυχαία κανονική κατανομή ολίσθησης, όπως συμβαίνει και σε αυτήν την περίπτωση.

Συνοψίζοντας, οι εισαγόμενες παράμετροι που διαφέρουν σε κάθε προσομοίωση είναι οι συντεταγμένες, το μήκος του ρήγματος άρα και το πλήθος των υπορηγμάτων (οι διαστάσεις των υπορηγμάτων μένουν σταθερές), η γωνία κλίσης του, το βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος και η θέση της σημειακής πηγής, δηλαδή η θέση του υπορήγματος, και η θέση του σταθμού αναγραφής (πίνακας 5.2). Οι παράμετροι αυτές, θα παρατίθενται σε πίνακα πριν από κάθε προσομοίωση. Οι υπόλοιπες παράμετροι είναι σταθερές (πίνακας 5.1).

Fault strike	315°
Depth of upper edge	0 km
Moment magnitude (M)	$M_w=8.3$
Stress parameter	50 bars
Subfault dimensions	10 km x 4.5 km
Crustal shear-wave velocity	3.7 km/sec
Crustal density	2.7 gr/cm^3
Geometric spreading	$1/R$
$Q(f)$	$100 \times f^{0.8}$
Windowing function	Saragoni-Hart
Sfact	1.5
Slip distribution	Random
Site amplification	No(rock

site)

Critical damping

0.05

Πίνακας 5.1 Πίνακας σταθερών εισαγόμενων παραμέτρων (ισχύουν για όλες τις προσομοιώσεις).

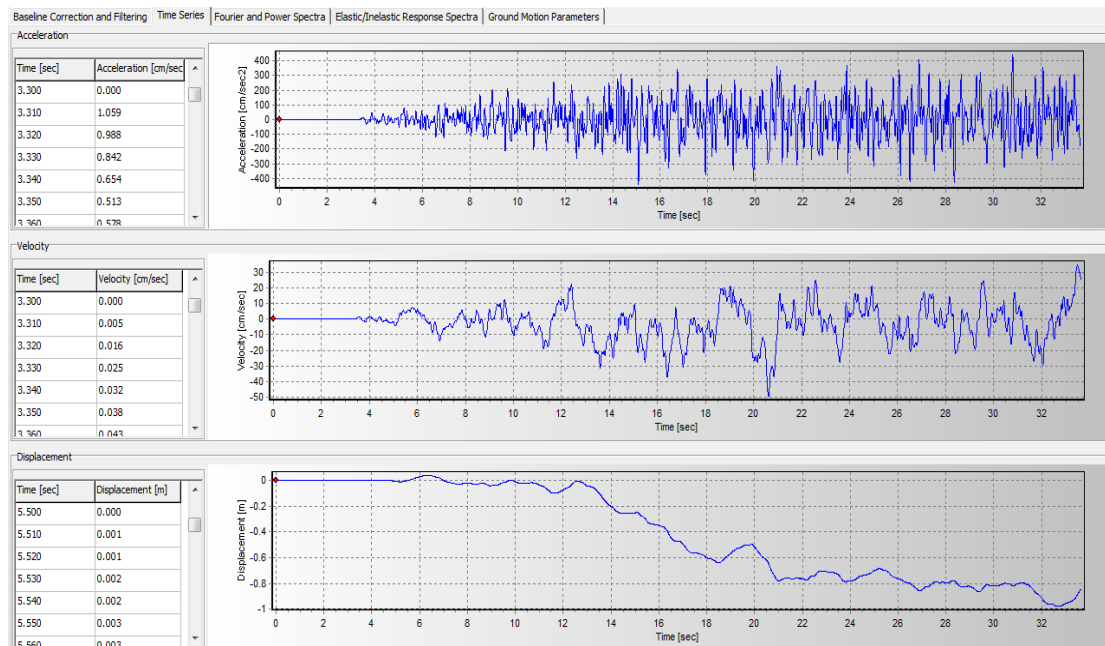
Fault dimensions	240 km x 45 km or 100 km x 45 km
Fault dip	20° or 30° or 40°
Hypocenter location (i0,j0)	1,5 or 12,5 or 5,5
Receiver location	Crete or Kalamata or Athens

Πίνακας 5.2 Εισαγόμενες παράμετροι που παίρνουν διαφορετικές τιμές σε κάθε προσομοίωση.

5.2 ΕΞΑΓΟΜΕΝΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Ο κώδικας προσομοίωσης της εδαφικής κίνησης του Beresnev εξάγει τρία αρχεία για κάθε προσομοίωση. Το πρώτο αρχείο περιέχει τις τιμές της επιτάχυνσης για κάθε χρονική στιγμή. Το δεύτερο αρχείο περιέχει τις τιμές PSA (peak spectral acceleration) για κάθε συχνότητα f . Το τρίτο αρχείο απλώς παραθέτει τις παραμέτρους που εισαγάγαμε στην αρχή.

Με τη χρήση του προγράμματος 'Seismosignal', μας δίνεται η δυνατότητα να πλοττάρουμε τις εξαγόμενες τιμές σε γραφήματα (εικόνα 5.6). Έτσι, από το πρώτο αρχείο, παίρνουμε ένα επιταχυνσιόγραμμα και από το δεύτερο αρχείο, παίρνουμε ένα φάσμα απόκρισης. Στις προσομοιώσεις που ακολουθούν, θα παραθέτουμε το αντίστοιχο επιταχυνσιόγραμμα.



Εικόνα 5.6 Πρόγραμμα 'Seismosignal'. Από το επιταχυνσιόγραμμα προκύπτουν με ολοκλήρωση το ταχυτηόγραμμα και το μεταθεσιόγραμμα.

Το πρόγραμμα 'Seismosignal' αναλύει το επιταχυνσιόγραμμα κατά την εγκάρσια συνιστώσα και βάσει αυτού, εξάγει κάποιες παραμέτρους που έχουν να κάνουν με την εδαφική κίνηση. Οι παράμετροι αυτοί είναι η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (peak ground acceleration, PGA), μέγιστη εδαφική ταχύτητα (peak ground velocity, PGV), μέγιστη εδαφική μετάθεση (peak ground displacement, PGD), οι οποίες προκύπτουν με ολοκλήρωση και άρα αναφέρονται στην χωρική συνιστώσα του επιταχυνσιογράμματος, ο λόγος της μέγιστης ταχύτητας προς τη μέγιστη επιτάχυνση (v_{max}/a_{max}), επιτάχυνση RMS (root mean square acceleration, A_{rms}), ταχύτητα RMS (root mean square velocity), μετάθεση RMS (root mean square displacement), ένταση Arias (Arias intensity, I_a), χαρακτηριστική ένταση (characteristic intensity, I_c), ειδική πυκνότητα ενέργειας (specific energy density), συσσωρευτική απόλυτη ταχύτητα (cumulative absolute velocity, CAV), ένταση φασματικής επιτάχυνσης (acceleration spectral intensity, ASI), ένταση φασματικής ταχύτητας (velocity spectrum intensity, VSI), διαρκής μέγιστη επιτάχυνση (sustained maximum acceleration, SMA), αποτελεσματική σχεδιαστική επιτάχυνση (effective design acceleration, EDA), παράμετρος A95 (A95 parameter), επικρατούσα περίοδος (predominant period, T_p), μέση περίοδος (mean period, T_m). Οι παράμετροι εδαφικής κίνησης που εξάγονται για κάθε προσομοίωση, θα παρατίθενται σε σχετικό πίνακα δίπλα στο αντίστοιχο επιταχυνσιόγραμμα.

Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, PGA, είναι απλώς η μεγαλύτερη τιμή της επιτάχυνσης στο πεδίο του χρόνου και είναι μία από τις σημαντικότερες παραμέτρους. Σε σχέση με τη μέγιστη επιτάχυνση, η μέγιστη εδαφική ταχύτητα, PGV, είναι καταλληλότερη στον χαρακτηρισμό του πλάτους της εδαφικής κίνησης

στις ενδιάμεσες συχνότητες και είναι λιγότερο ευαίσθητη στις συνιστώσες υψηλών συχνοτήτων.

Η επιτάχυνση RMS (root mean square acceleration, A_{rms}) είναι ένα μέτρο της μέσης τιμής της ενέργειας που μεταδίδεται από την εδαφική κίνηση και ορίζεται ως



(5.1)

όπου t_r είναι η διάρκεια κατά την οποία η ένταση Arias παίρνει από το 5% ως το 95% της αύξουσας, με το χρόνο, τιμής της. Ομοίως, υπολογίζονται η ταχύτητα RMS και η μετάθεση RMS. Η παράμετρος αυτή χρησιμοποιείται κυρίως στις τεχνικές έρευνες γιατί ενσωματώνει την επιρροή της διάρκειας και δεν επηρεάζεται από τις υψηλές συχνότητες. Όμως, η παράμετρος A_{rms} δεν μας παρέχει πληροφόρηση για το περιεχόμενο των συχνοτήτων, αφού είναι το άθροισμα της εισαγόμενης ενέργειας σε όλες τις συχνότητες.

Η ένταση Arias, I_a , (Arias 1970) είναι η συνολική ενέργεια ανά μονάδα βάρους, που αποθηκεύεται από απλούς ταλαντωτές χωρίς απόσβεση, κατά το τέλος της εδαφικής κίνησης, και ορίζεται ως



(5.2)

Η χαρακτηριστική ένταση I_c (Park et al. 1984) αντικατοπτρίζει την καταστρεπτικότητα της εδαφικής κίνησης, διότι συσχετίζεται καλά με την αστοχία των δομικών κατασκευών, και ορίζεται ως



(5.3)

Η ειδική πυκνότητα ενέργειας SED ορίζεται από τον τύπο



(5.4)

Η συσσωρευτική απόλυτη ταχύτητα CAV είναι το ολοκλήρωμα της μέσης τιμής της εδαφικής κίνησης για τις τιμές της ιστορίας. Ισχύει



(5.5)

Η ένταση της φασματικής επιτάχυνσης ASI δίνεται από τον τύπο



(5.6)

Ομοίως και η ένταση της φασματικής ταχύτητας VSI.

Η διαρκής μέγιστη επιτάχυνση SMA (Nutti 1979) αντιπροσωπεύει την ομόνυμη έννοια κατά τη διάρκεια τριών κύκλων και ορίζεται ως η τρίτη υψηλότερη μέση τιμή επιτάχυνσης.

Η αποτελεσματική σχεδιαστική επιτάχυνση EDA (Benjamin et al. 1988) αντιστοιχεί στη μέγιστη μέση τιμή επιτάχυνσης που βρίσκουμε μετά από φιλτράρισμα χαμηλών συχνοτήτων της εισαγόμενης χρονοϊστορίας, με αποκομμένη συχνότητα των 9 Hz.

Η παράμετρος A95 αντιπροσωπεύει το βαθμό της επιτάχυνσης, κατά την οποία εμπεριέχεται το 95% της έντασης Arias. Με απλά λόγια, αν ένα επιταχυνσιογράμμο δίνει ένταση Arias $I_a=100$, τότε η παράμετρος A95 είναι το ολοκλήρωμα των τιμών του επιταχυνσιογράμματος, έως ότου η ένταση Arias ισούται με $I_a=95$.

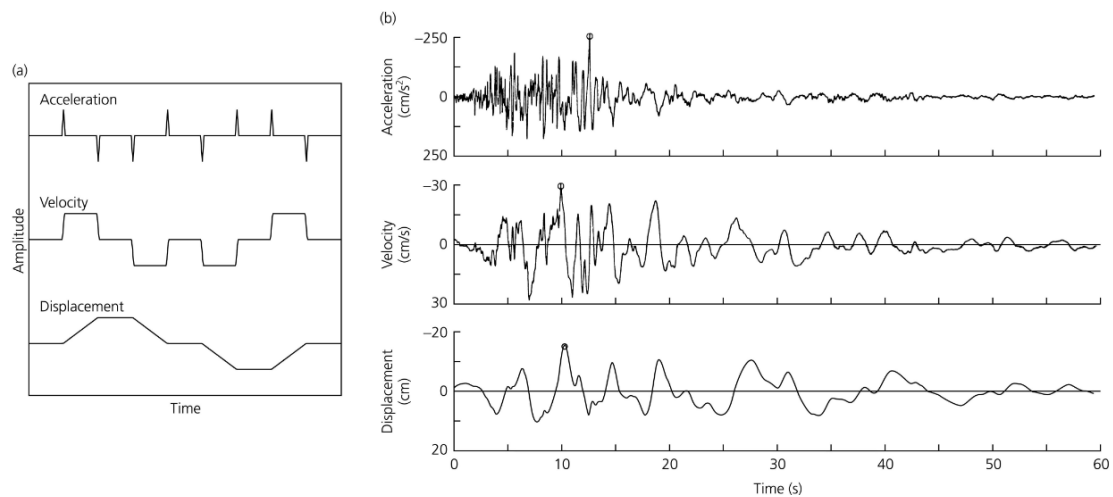
Η επικρατούσα περίοδος T_p είναι η περίοδος κατά την οποία συμβαίνει η μέγιστη φασματική επιτάχυνση σε ένα φάσμα απόκρισης της επιτάχυνσης που υπολογίζεται υπό απόσβεση 5%.

Η μέση περίοδος T_m (Rathje et al. 1998) είναι η καλύτερα απλουστευμένη παράμετρος που χαρακτηρίζει το περιεχόμενο των συχνοτήτων και υπολογίζεται από τον τύπο



(5.7)

όπου C_i είναι τα πλάτη Fourier και f_i είναι οι διακριτές συχνότητες μετασχηματισμού Fourier, μεταξύ 0.25 και 20 Hz.



Εικόνα 5.7 Σχέση επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης στο πεδίο του χρόνου. (εικόνα από Stein and Wysession, 2003)

5.3 ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΚΡΗΤΗΣ 365 μ.Χ.

Στο κεφάλαιο αυτό, παρατίθενται όλες οι στοχαστικές προσομοιώσεις του σεισμού του 365 μ.Χ. στην Κρήτη. Οι εισαγόμενες παράμετροι που είναι ίδιες για κάθε περίπτωση δίνονται στον πίνακα. Οι υπόλοιπες παράμετροι που είναι διαφορετικές σε κάθε προσομοίωση, όπως οι διαστάσεις του ρήγματος, η κλίση του, η κατευθυντικότητα και η θέση του δέκτη, δίνονται σε πίνακα στο πάνω μέρος της κάθε περίπτωσης. Γενικά, σε κάθε σενάριο δίνεται ο αντίστοιχος πίνακας με τις παραμέτρους αυτές, το αντίστοιχο επιταχυνσιόγραμμα και οι παράμετροι εδαφικής

κίνησης, όπως εξάγονται από το σεισμολογικό πρόγραμμα 'Seismosignal'. Οι προσομοιώσεις A1-A18 αντιστοιχούν στο σενάριο κατά το οποίο το μήκος του ρήγματος είναι 240 km, ενώ οι προσομοιώσεις B1-B18 αντιστοιχούν σε ρήγμα 100 km.

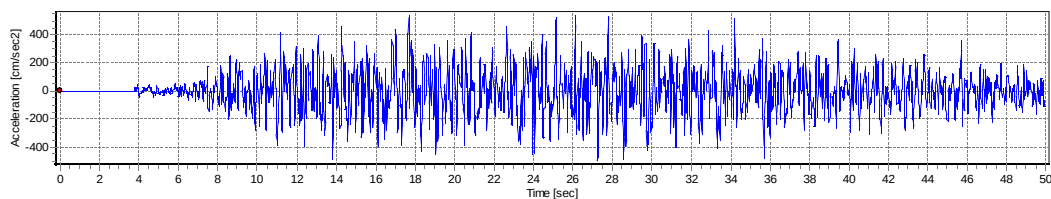
Fault strike	315°
Depth of upper edge	0 km
Moment magnitude (M)	$M_w=8.3$
Stress parameter	50 bars
Subfault dimensions	10 km x 4.5 km
Crustal shear-wave velocity	3.7 km/sec
Crustal density	2.7 gr/cm ³
Geometric spreading	1/R
Q(f)	100 x $f^{0.8}$
Windowing function	Saragoni-Hart
Sfact	1.5
Slip distribution	Random
Site amplification (site)	No(rock)
Critical damping	0.05

Πίνακας 5.3 Σταθερές εισαγόμενες παράμετροι που ισχύουν για όλες τις προσομοιώσεις.

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ Α1

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας Α1.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης Α1



Επιταχυνσιόγραμμα Α1.1 Προσομοίωση Α1 στην Κρήτη
(Φαλάσσοι)

Maximum Acceleration: 531.689cm/sec²
at time t=17.670sec

Maximum Velocity: 57.681cm/sec
at time t=16.790sec

Maximum Displacement: 6.830m
at time t=49.920sec

V_{max} / A_{max}: 0.108sec

Acceleration RMS: 141.750cm/sec²
Velocity RMS: 19.808cm/sec
Displacement RMS: 3.233m

Arias Intensity: 16.064m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 11925.146
Specific Energy Density: 19590.388cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
5179.293cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
537.441cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 216.724cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
522.395cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
52.223cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
456.686cm/sec²

A95 parameter: 514.118cm/sec²

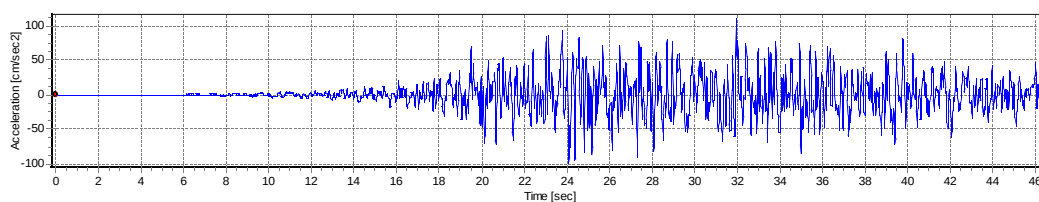
Predominant Period (T_p): 0.100sec
Mean Period (T_m): 0.308sec

Πίνακας Α1.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης Α1

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A2

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας A2.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A2



Επιταχυνσιόγραμμα A2.1 Προσομοίωση A2 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 110.040cm/sec²
at time t=31.950sec

Maximum Velocity: 15.534cm/sec
at time t=41.840sec

Maximum Displacement: 1.277m
at time t=46.440sec

V_{max} / A_{max}: 0.141sec

Acceleration RMS: 23.529cm/sec²
Velocity RMS: 4.998cm/sec
Displacement RMS: 0.422m

Arias Intensity: 0.412m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 777.851
Specific Energy Density: 1160.469cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
703.536cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
106.783cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 45.398cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
93.610cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
13.946cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
99.069cm/sec²

A95 parameter: 104.103cm/sec²

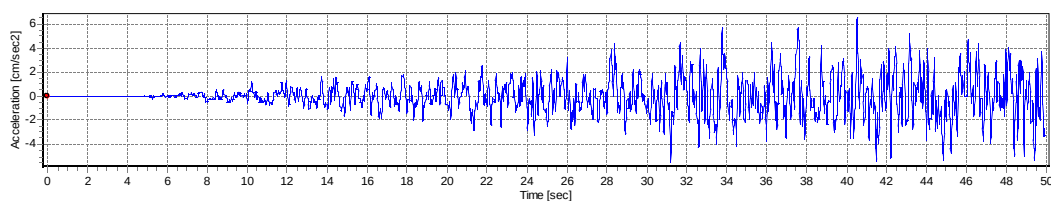
Predominant Period (Tp): 0.200sec
Mean Period (Tm): 0.384sec

Πίνακας A2.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης A2

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A3

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας A3.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A3



Επιταχυνσιόγραμμα A3.1 Προσομοίωση A3 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 6.572cm/sec²
at time t=40.530sec

Maximum Velocity: 1.355cm/sec
at time t=45.590sec

Maximum Displacement: 0.020m
at time t=47.980sec

Vmax / Amax: 0.206sec

Acceleration RMS: 1.433cm/sec²
Velocity RMS: 0.268cm/sec
Displacement RMS: 0.007m

Arias Intensity: 0.002m/sec
 Characteristic Intensity (Ic): 12.120
 Specific Energy Density: 3.598cm²/sec
 Cumulative Absolute Velocity (CAV):
 48.985cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
 6.154cm/sec
 Velocity Spectrum Intensity (VSI): 3.628cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
 5.643cm/sec²
 Sustained Maximum Velocity (SMV):
 0.729cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
 6.380cm/sec²

A95 parameter: 6.286cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.380sec
 Mean Period (Tm): 0.626sec

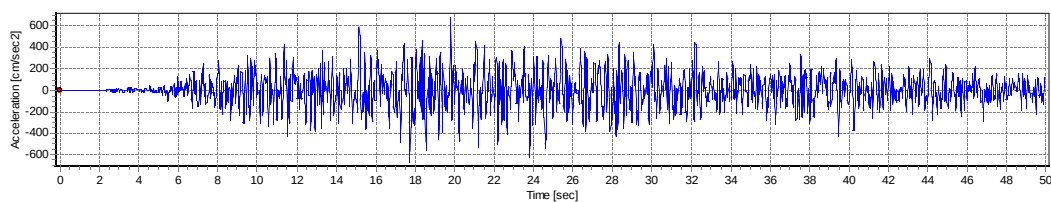
Πίνακας A3.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A3

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A4

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας A4.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A4



Επιταχυνσιόγραμμα A4.1 Προσομοίωση A4 στην Κρήτη
 (Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 677.451cm/sec²
at time t=19.790sec

Maximum Velocity: 73.559cm/sec
at time t=41.220sec

Maximum Displacement: 9.709m
at time t=49.920sec

V_{max} / A_{max}: 0.109sec

Acceleration RMS: 143.401cm/sec²
Velocity RMS: 30.287cm/sec
Displacement RMS: 3.594m

Arias Intensity: 16.441m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 12134.132
Specific Energy Density: 45799.483cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
5239.225cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
553.326cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 203.762cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
619.684cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
67.007cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
605.327cm/sec²

A95 parameter: 662.033cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.160sec
Mean Period (T_m): 0.301sec

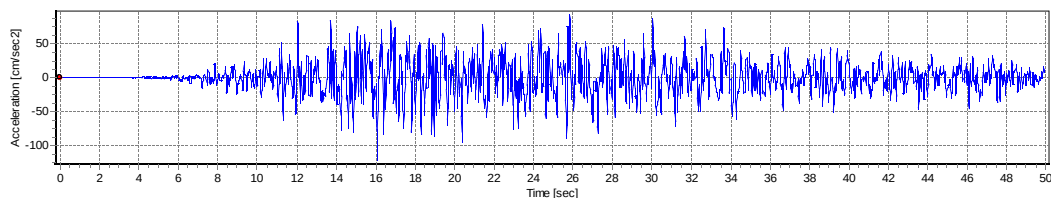
Πίνακας A4.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A4

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A5

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας Α5.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης Α5



Επιταχυνσιόγραμμα Α5.1 Προσομοίωση Α5 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 119.854cm/sec²
at time t=16.070sec

Maximum Velocity: 15.674cm/sec
at time t=33.910sec

Maximum Displacement: 2.588m
at time t=49.920sec

V_{max} / A_{max}: 0.131sec

Acceleration RMS: 23.334cm/sec²
Velocity RMS: 7.259cm/sec
Displacement RMS: 1.037m

Arias Intensity: 0.435m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 796.456
Specific Energy Density: 2631.161cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
819.490cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
93.955cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 49.720cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
92.110cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
14.476cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
104.989cm/sec²

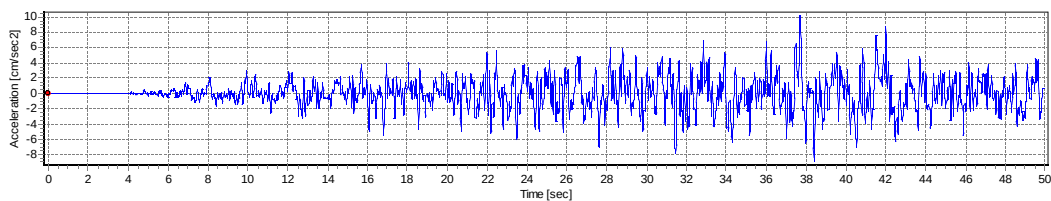
A₉₅ parameter: 114.647cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.120sec
Mean Period (T_m): 0.406sec

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ Α6

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας Α6.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης Α6



Επιταχυνσιόγραμμα Α6.1 Προσομοίωση Α6 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 10.073cm/sec²
at time t=37.680sec

Maximum Velocity: 1.356cm/sec
at time t=41.410sec

Maximum Displacement: 0.043m
at time t=49.920sec

V_{max} / A_{max}: 0.135sec

Acceleration RMS: 2.053cm/sec²
Velocity RMS: 0.386cm/sec
Displacement RMS: 0.015m

Arias Intensity: 0.003m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 20.791
Specific Energy Density: 7.422cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
72.531cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
8.049cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 6.386cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
8.653cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
1.208cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
10.372cm/sec²

A95 parameter: 9.792cm/sec²

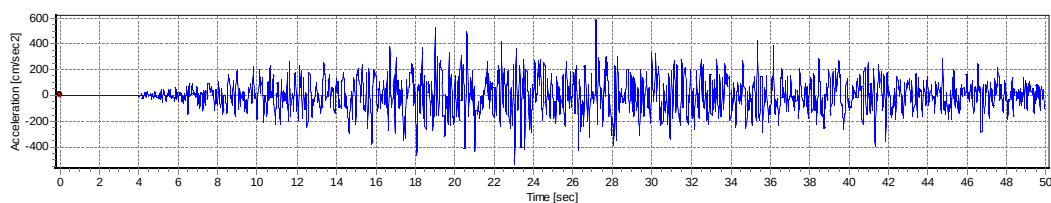
Predominant Period (Tp): 0.200sec
Mean Period (Tm): 0.692sec

A6 Πίνακας A6.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A7

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας A7.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A7



Επιταχυνσιόγραμμα A7.1 Προσομοίωση A7 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 588.485cm/sec²
at time t=27.150sec

Maximum Velocity: 61.025cm/sec
at time t=21.460sec

Maximum Displacement: 11.335m

at time $t=49.920\text{sec}$

$V_{\max} / A_{\max}$: 0.104sec

Acceleration RMS: 118.600cm/sec²

Velocity RMS: 27.417cm/sec

Displacement RMS: 5.606m

Arias Intensity: 11.246m/sec

Characteristic Intensity (I_c): 9126.566

Specific Energy Density: 37530.749cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):

4321.154cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

459.349cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 206.350cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

519.552cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

57.922cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

526.012cm/sec²

A95 parameter: 572.072cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.140sec

Mean Period (T_m): 0.357sec

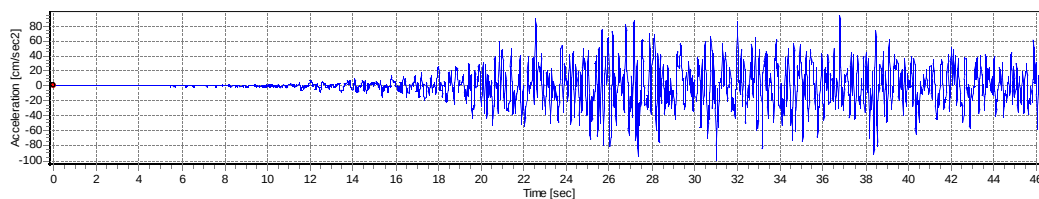
Πίνακας A7.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A7

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A8

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location $i0, j0$	1,5(unilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας A8.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A8



Επιταχυνσιόγραμμα A8.1 Προσομοίωση A8 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 99.288cm/sec²
at time t=31.000sec

Maximum Velocity: 11.073cm/sec
at time t=40.310sec

Maximum Displacement: 1.073m
at time t=46.380sec

V_{max} / A_{max}: 0.112sec

Acceleration RMS: 22.607cm/sec²
Velocity RMS: 4.025cm/sec
Displacement RMS: 0.377m

Arias Intensity: 0.380m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 732.112
Specific Energy Density: 751.528cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
677.389cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
104.579cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 41.821cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
93.794cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
10.630cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
91.798cm/sec²

A95 parameter: 96.007cm/sec²

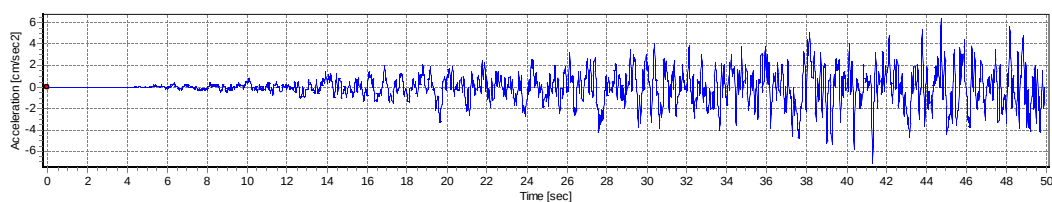
Predominant Period (T_p): 0.160sec
Mean Period (T_m): 0.356sec

Πίνακας A8.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης A8

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A9

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location i_0, j_0	1,5(unilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας A9.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A9



Επιταχυνσιόγραμμα A9.1 Προσομοίωση A9 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 7.085cm/sec²
at time t=41.310sec

Maximum Velocity: 1.066cm/sec
at time t=37.790sec

Maximum Displacement: 0.042m
at time t=49.920sec

V_{max} / A_{max}: 0.150sec

Acceleration RMS: 1.420cm/sec²
Velocity RMS: 0.246cm/sec
Displacement RMS: 0.022m

Arias Intensity: 0.002m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 11.960
Specific Energy Density: 3.011cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
47.575cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
6.193cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 4.051cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
5.833cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
0.713cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
6.608cm/sec²

A95 parameter: 6.777cm/sec²

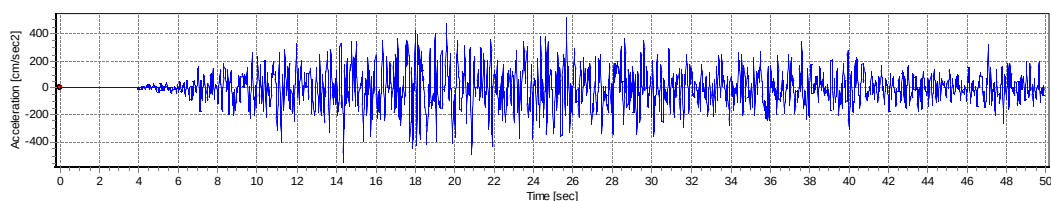
Predominant Period (Tp): 0.180sec
Mean Period (Tm): 0.641sec

Πίνακας A9.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης A9

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A10

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας A10.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A10



Επιταχυνσιόγραμμα A10.1 Προσομοίωση A10 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 553.509cm/sec²
at time t=14.350sec

Maximum Velocity: 75.812cm/sec
at time t=28.040sec

Maximum Displacement: 13.386m
at time t=49.920sec

Vmax / Amax: 0.137sec

Acceleration RMS: 123.268cm/sec²
Velocity RMS: 34.047cm/sec

Displacement RMS: 5.795m

Arias Intensity: 12.148m/sec

Characteristic Intensity (Ic): 9670.720

Specific Energy Density: 57878.770cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):

4422.806cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

502.604cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 196.978cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

487.825cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

65.228cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

492.060cm/sec²

A95 parameter: 520.710cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.180sec

Mean Period (Tm): 0.322sec

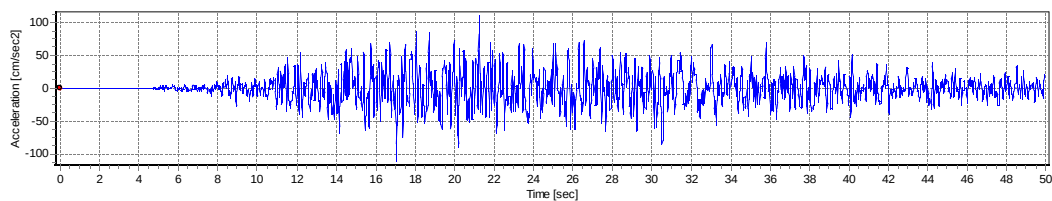
Πίνακας A10.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A10

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A11

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας A11.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A11



Επιταχυνσιόγραμμα A11.1 Προσομοίωση A11 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 109.802cm/sec²
at time t=21.240sec

Maximum Velocity: 12.059cm/sec
at time t=32.270sec

Maximum Displacement: 2.057m
at time t=49.920sec

V_{max} / A_{max}: 0.110sec

Acceleration RMS: 21.746cm/sec²
Velocity RMS: 5.859cm/sec
Displacement RMS: 0.815m

Arias Intensity: 0.378m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 716.536
Specific Energy Density: 1713.859cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
759.462cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
94.201cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 42.998cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
89.152cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
11.849cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
97.221cm/sec²

A95 parameter: 106.740cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.140sec
Mean Period (T_m): 0.383sec

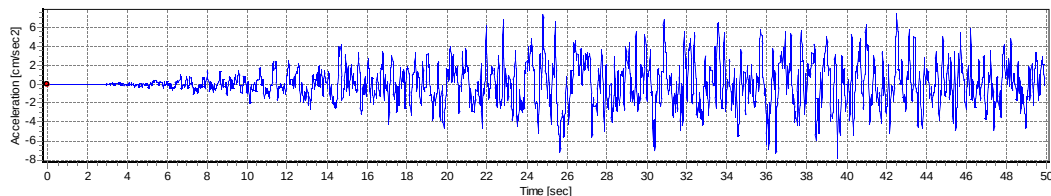
Πίνακας A11.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A11

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A12

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας Α12. 1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης Α12



Επιταχυνσιόγραμμα Α12.1 Προσομοίωση Α12 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 7.819cm/sec²
at time t=39.540sec

Maximum Velocity: 1.165cm/sec
at time t=26.170sec

Maximum Displacement: 0.036m
at time t=49.920sec

Vmax / Amax: 0.149sec

Acceleration RMS: 2.069cm/sec²

Velocity RMS: 0.342cm/sec

Displacement RMS: 0.011m

Arias Intensity: 0.003m/sec

Characteristic Intensity (I_c): 21.023

Specific Energy Density: 5.823cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):
74.849cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
8.053cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 6.059cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
7.413cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):
1.042cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
7.228cm/sec²

A95 parameter: 7.355cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.400sec

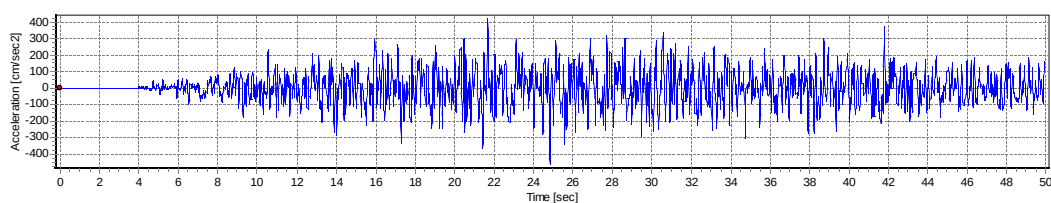
Mean Period (T_m): 0.665sec

A12 Πίνακας A12.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A13

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας A13.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A13



Επιταχυνσιόγραμμα A13.1 Προσομοίωση A13 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 458.821cm/sec²
at time t=24.830sec

Maximum Velocity: 57.369cm/sec
at time t=21.460sec

Maximum Displacement: 4.251m
at time t=37.260sec

V_{max} / A_{max}: 0.125sec

Acceleration RMS: 97.583cm/sec²
Velocity RMS: 15.790cm/sec
Displacement RMS: 2.917m

Arias Intensity: 7.613m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 6811.487
Specific Energy Density: 12449.088cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
3584.595cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
373.332cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 158.388cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
372.907cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
49.144cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
404.338cm/sec²

A95 parameter: 431.633cm/sec²

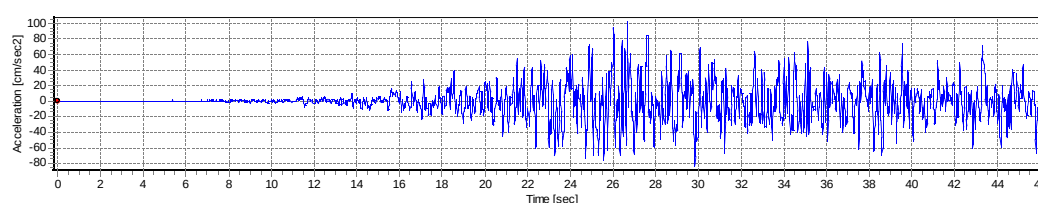
Predominant Period (Tp): 0.200sec
Mean Period (Tm): 0.344sec

A13 Πίνακας A13.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A14

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας A14.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A14



Επιταχυνσιόγραμμα A14.1 Προσομοίωση A14 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 102.420cm/sec²
at time t=26.690sec

Maximum Velocity: 22.606cm/sec

at time $t=44.680\text{sec}$

Maximum Displacement: 2.830m
at time $t=46.310\text{sec}$

$V_{\max} / A_{\max}$: 0.221sec

Acceleration RMS: 20.772cm/sec²

Velocity RMS: 9.031cm/sec

Displacement RMS: 1.029m

Arias Intensity: 0.320m/sec

Characteristic Intensity (I_c): 644.342

Specific Energy Density: 3777.832cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):

611.747cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

91.723cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 46.026cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

85.061cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

20.711cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

80.504cm/sec²

A95 parameter: 97.434cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.140sec

Mean Period (T_m): 0.413sec

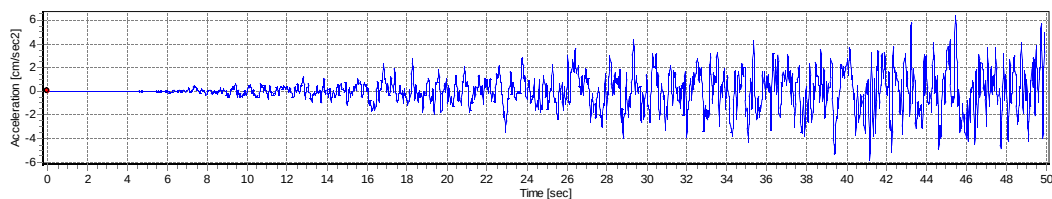
Πίνακας A14.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A14

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A15

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location $i0,j0$	1,5(unilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας A15.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A15



Επιταχυνσιόγραμμα A15.1 Προσομοίωση A15 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 6.396cm/sec²
at time t=45.460sec

Maximum Velocity: 0.909cm/sec
at time t=45.560sec

Maximum Displacement: 0.027m
at time t=45.970sec

V_{max} / A_{max}: 0.142sec

Acceleration RMS: 1.403cm/sec²
Velocity RMS: 0.251cm/sec
Displacement RMS: 0.015m

Arias Intensity: 0.002m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 11.747
Specific Energy Density: 3.143cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
47.319cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
5.978cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 3.974cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
5.771cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
0.818cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
6.593cm/sec²

A95 parameter: 6.185cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.220sec
Mean Period (T_m): 0.680sec

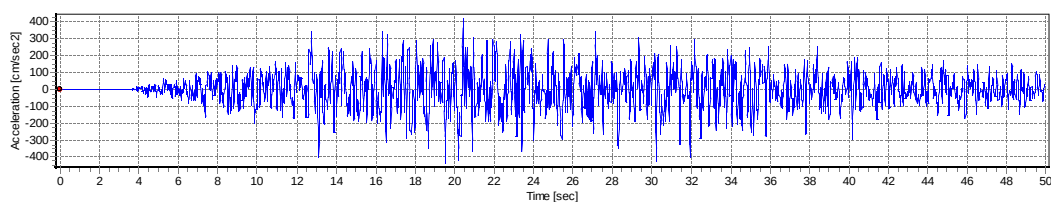
Πίνακας A15.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A15

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A16

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας A16.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A16



Επιταχυνσιόγραμμα A16.1 Προσομοίωση A16 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 434.486cm/sec²
at time t=19.520sec

Maximum Velocity: 55.299cm/sec
at time t=19.470sec

Maximum Displacement: 3.460m
at time t=30.570sec

V_{max} / A_{max}: 0.127sec

Acceleration RMS: 102.222cm/sec²

Velocity RMS: 17.208cm/sec

Displacement RMS: 2.144m

Arias Intensity: 8.354m/sec

Characteristic Intensity (I_c): 7302.933

Specific Energy Density: 14784.847cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):

3713.577cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

381.832cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 168.991cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

417.961cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

47.533cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
406.727cm/sec²

A95 parameter: 417.876cm/sec²

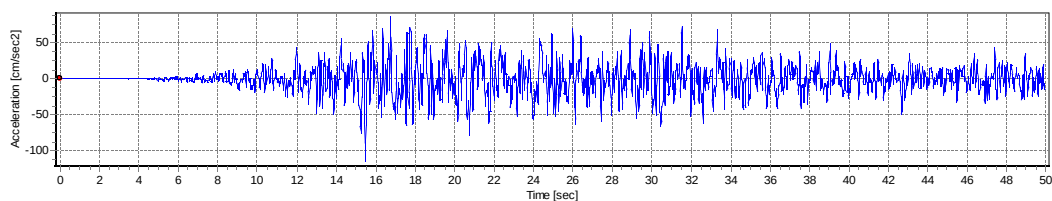
Predominant Period (Tp): 0.140sec
Mean Period (Tm): 0.347sec

Α16 Πίνακας Α16.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ Α17

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας Α17.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης Α17



Επιταχυνσιόγραμμα Α17.1 Προσομοίωση Α17 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 114.943cm/sec²
at time t=15.470sec

Maximum Velocity: 22.863cm/sec
at time t=43.000sec

Maximum Displacement: 4.882m
at time t=49.920sec

Vmax / Amax: 0.199sec

Acceleration RMS: 20.247cm/sec²

Velocity RMS: 12.338cm/sec

Displacement RMS: 2.088m

Arias Intensity: 0.328m/sec

Characteristic Intensity (I_c): 643.768

Specific Energy Density: 7600.346cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):

703.284cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

93.563cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 45.018cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

77.582cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

21.564cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

106.296cm/sec²

A95 parameter: 110.549cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.140sec

Mean Period (T_m): 0.434sec

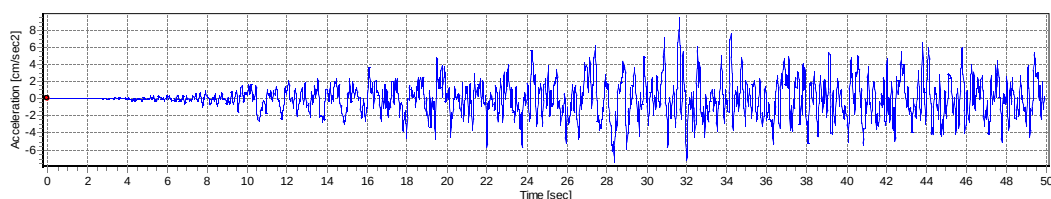
Πίνακας A17.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A17

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ A18

Fault dimensions	240 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	12,5(bilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας A18.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης A18



Επιταχυνσιόγραμμα A18.1 Προσομοίωση A18 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 9.455cm/sec²
at time t=31.610sec

Maximum Velocity: 1.299cm/sec
at time t=28.540sec

Maximum Displacement: 0.083m
at time t=49.920sec

Vmax / Amax: 0.137sec

Acceleration RMS: 1.941cm/sec²

Velocity RMS: 0.365cm/sec

Displacement RMS: 0.038m

Arias Intensity: 0.003m/sec

Characteristic Intensity (Ic): 19.107

Specific Energy Density: 6.648cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):
69.037cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
7.889cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 5.240cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
7.411cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):
1.098cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
8.944cm/sec²

A95 parameter: 9.044cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.240sec
Mean Period (Tm): 0.645sec

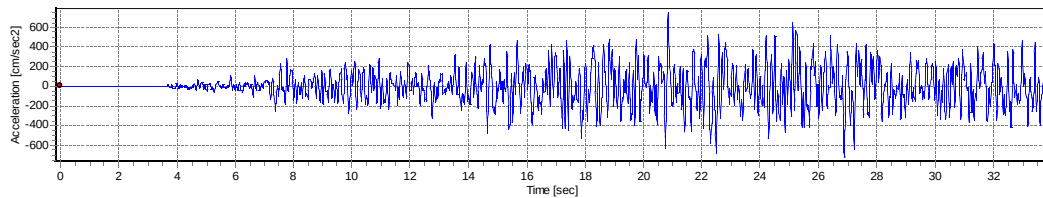
Πίνακας A18.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

A18

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B1

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)

Πίνακας B1.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B1

Επιταχυνσιόγραμμα B1.1 Προσομοίωση B1 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 750.510cm/sec²
at time t=20.840sec

Maximum Velocity: 88.768cm/sec
at time t=22.540sec

Maximum Displacement: 7.106m
at time t=33.760sec

V_{max} / A_{max}: 0.118sec

Acceleration RMS: 175.699cm/sec²
Velocity RMS: 29.860cm/sec
Displacement RMS: 3.166m

Arias Intensity: 16.692m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 13533.785
Specific Energy Density: 30109.167cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
4215.625cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
666.748cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 259.645cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
683.673cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
80.673cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
721.643cm/sec²

A95 parameter: 717.905cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.220sec

Mean Period (T_m): 0.305sec

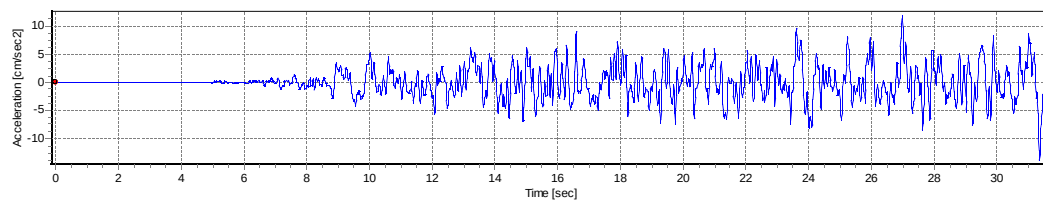
Πίνακας B1.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B1

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B2

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location $i0,j0$	1,5(unilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας B2.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B2



Επιταχυνσιόγραμμα B2.1 Προσομοίωση B2 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 13.837cm/sec²
at time $t=31.350$ sec

Maximum Velocity: 1.633cm/sec
at time $t=31.220$ sec

Maximum Displacement: 0.037m
at time $t=31.490$ sec

V_{max} / A_{max} : 0.118sec

Acceleration RMS: 2.769cm/sec²
Velocity RMS: 0.412cm/sec
Displacement RMS: 0.012m

Arias Intensity: 0.004m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 25.893
Specific Energy Density: 5.357cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):

60.596cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

9.977cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 5.960cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

9.588cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

1.044cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

62.951cm/sec²

A95 parameter: 13.451cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.400sec

Mean Period (Tm): 0.586sec

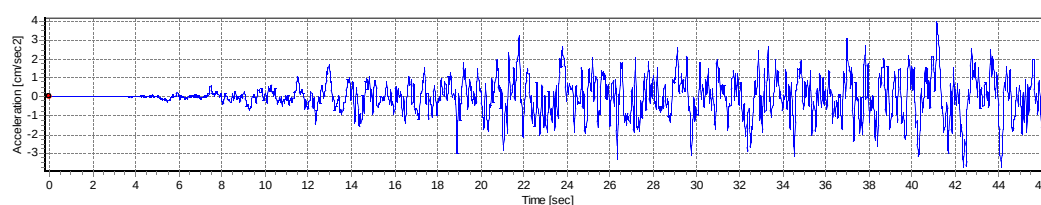
Πίνακας B2.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B2

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B3

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας B3.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B3



Επιταχυνσιόγραμμα B3.1 Προσομοίωση B3 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 3.966cm/sec²

at time t=41.130sec

Maximum Velocity: 0.788cm/sec
at time t=42.660sec

Maximum Displacement: 0.044m
at time t=46.240sec

Vmax / Amax: 0.199sec

Acceleration RMS: 0.942cm/sec²

Velocity RMS: 0.209cm/sec

Displacement RMS: 0.018m

Arias Intensity: 0.001m/sec

Characteristic Intensity (Ic): 6.216

Specific Energy Density: 2.011cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):

30.162cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

3.312cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 2.760cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

3.713cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

0.558cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

3.970cm/sec²

A95 parameter: 3.815cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.620sec

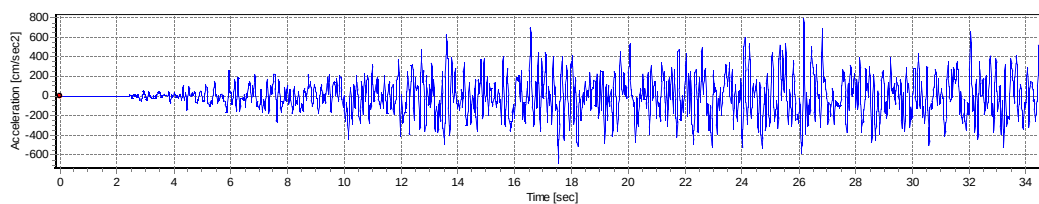
Mean Period (Tm): 0.752sec

Πίνακας B3.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης B3

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B4

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	5,5(bilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας B4.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B4



Επιταχυνσιόγραμμα B4.1 Προσομοίωση B4 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 790.431cm/sec²
at time t=26.180sec

Maximum Velocity: 87.990cm/sec
at time t=19.670sec

Maximum Displacement: 9.122m
at time t=34.660sec

V_{max} / A_{max}: 0.111sec

Acceleration RMS: 182.680cm/sec²
Velocity RMS: 33.690cm/sec
Displacement RMS: 4.559m

Arias Intensity: 18.526m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 14538.341
Specific Energy Density: 39350.158cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
4617.904cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
635.351cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 273.054cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
686.502cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
78.181cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
651.268cm/sec²

A95 parameter: 751.948cm/sec²

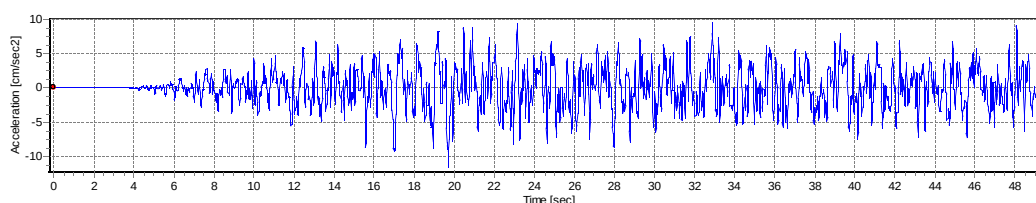
Predominant Period (T_p): 0.160sec
Mean Period (T_m): 0.328sec

Πίνακας B4.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης
B4

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B5

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	5,5(bilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας B5.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B5



Επιταχυνσιόγραμμα B5.1 Προσομοίωση B5 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 11.546cm/sec²
at time t=19.700sec

Maximum Velocity: 1.827cm/sec
at time t=39.630sec

Maximum Displacement: 0.167m
at time t=49.480sec

V_{max} / A_{max}: 0.158sec

Acceleration RMS: 2.832cm/sec²
Velocity RMS: 0.574cm/sec
Displacement RMS: 0.072m

Arias Intensity: 0.006m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 33.519
Specific Energy Density: 16.278cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
105.228cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
10.564cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 7.156cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
9.370cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):

1.552cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
10.791cm/sec²

A95 parameter: 10.862cm/sec²

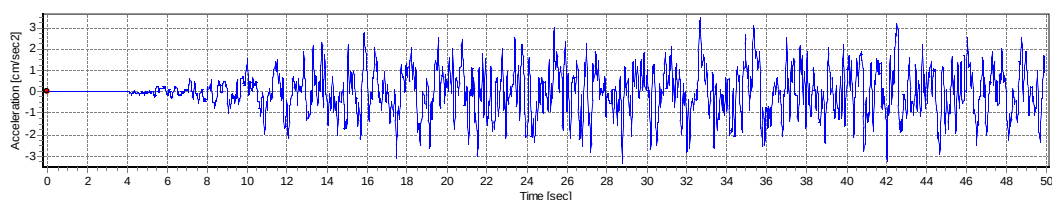
Predominant Period (Tp): 0.460sec
Mean Period (Tm): 0.597sec

Πίνακας B5.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης B5

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B6

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	20°
Hypocenter location i0,j0	5,5(bilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας B6.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B6



Επιταχυνσιόγραμμα B6.1 Προσομοίωση B6 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 3.439cm/sec²
at time t=32.680sec

Maximum Velocity: 0.698cm/sec
at time t=34.820sec

Maximum Displacement: 0.056m
at time t=49.920sec

Vmax / Amax: 0.203sec

Acceleration RMS: 0.999cm/sec²

Velocity RMS: 0.233cm/sec
Displacement RMS: 0.023m

Arias Intensity: 0.001m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 7.055
Specific Energy Density: 2.704cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
36.886cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
3.633cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 2.916cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
3.196cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
0.594cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
3.501 cm/sec²

A95 parameter: 3.289cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.520sec
Mean Period (T_m): 0.778sec

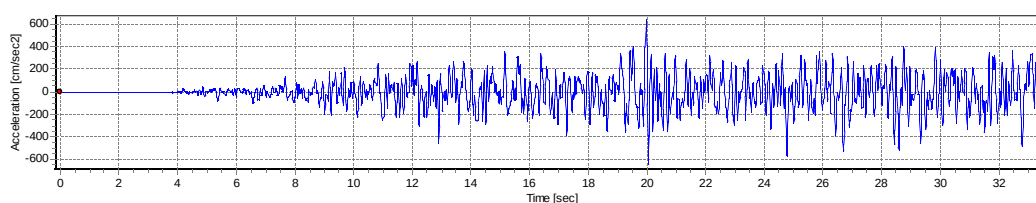
Πίνακας B6.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B6

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B7

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location $i0,j0$	1,5(unilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας B7.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B7



Επιταχυνσιόγραμμα B7.1 Προσομοίωση B7 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 643.476cm/sec²
at time t=20.050sec

Maximum Velocity: 111.366cm/sec
at time t=31.760sec

Maximum Displacement: 12.871m
at time t=33.570sec

V_{max} / A_{max}: 0.173sec

Acceleration RMS: 136.335cm/sec²
Velocity RMS: 48.490cm/sec
Displacement RMS: 5.479m

Arias Intensity: 9.994m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 9224.714
Specific Energy Density: 78955.259cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
3205.360cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
562.462cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 213.759cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
520.992cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
103.597cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
590.789cm/sec²

A95 parameter: 628.831cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.140sec
Mean Period (T_m): 0.335sec

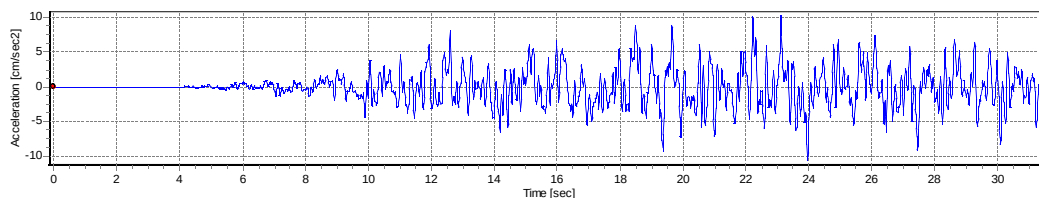
Πίνακας B7.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης
B7

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B8

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	30°

Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας B8.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B8



Επιταχυνσιόγραμμα B8.1 Προσομοίωση B8 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 10.581cm/sec²
at time t=23.960sec

Maximum Velocity: 1.465cm/sec
at time t=17.840sec

Maximum Displacement: 0.094m
at time t=31.500sec

V_{max} / A_{max}: 0.139sec

Acceleration RMS: 2.515cm/sec²

Velocity RMS: 0.563cm/sec

Displacement RMS: 0.039m

Arias Intensity: 0.003m/sec

Characteristic Intensity (I_c): 22.391

Specific Energy Density: 9.981cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):

54.491cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

9.394cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 5.145cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

10.036cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

1.427cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

9.758cm/sec²

A95 parameter: 10.231cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.560sec

Mean Period (T_m): 0.628sec

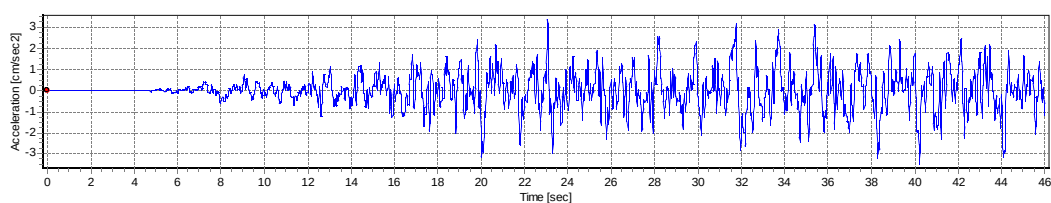
Πίνακας B8.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B8

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B9

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location $i0,j0$	1,5(unilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας B9.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B9



Επιταχυνσιόγραμμα B9.1 Προσομοίωση B9 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 3.479cm/sec²
at time $t=40.210$ sec

Maximum Velocity: 0.564cm/sec
at time $t=31.870$ sec

Maximum Displacement: 0.023m
at time $t=45.990$ sec

V_{max} / A_{max} : 0.162sec

Acceleration RMS: 0.870cm/sec²
Velocity RMS: 0.160cm/sec
Displacement RMS: 0.010m

Arias Intensity: 0.001m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 5.502
Specific Energy Density: 1.175cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):

27.327cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

3.229cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 2.477cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

3.192cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

0.505cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

3.333cm/sec²

A95 parameter: 3.328cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.360sec

Mean Period (Tm): 0.746sec

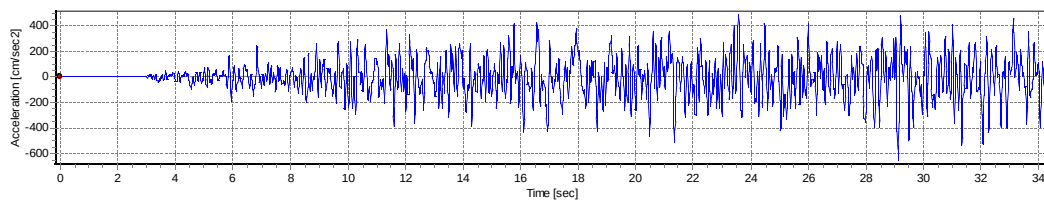
Πίνακας B9.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B9

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B10

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location i0,j0	5,5(bilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας B10.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B10



Επιταχυνσιόγραμμα B10.1 Προσομοίωση B10 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 649.640cm/sec²

at time $t=29.110\text{sec}$

Maximum Velocity: 124.593cm/sec
at time $t=32.950\text{sec}$

Maximum Displacement: 11.762m
at time $t=34.210\text{sec}$

$V_{\max} / A_{\max}$: 0.192sec

Acceleration RMS: 145.181cm/sec^2
Velocity RMS: 45.351cm/sec
Displacement RMS: 4.768m

Arias Intensity: 11.549m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 10232.994
Specific Energy Density: $70379.708\text{cm}^2/\text{sec}$
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
 3575.326cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
 506.857cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 224.818cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
 520.827cm/sec^2
Sustained Maximum Velocity (SMV):
 92.027cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
 587.309cm/sec^2

A95 parameter: 631.523cm/sec^2

Predominant Period (T_p): 0.140sec
Mean Period (T_m): 0.337sec

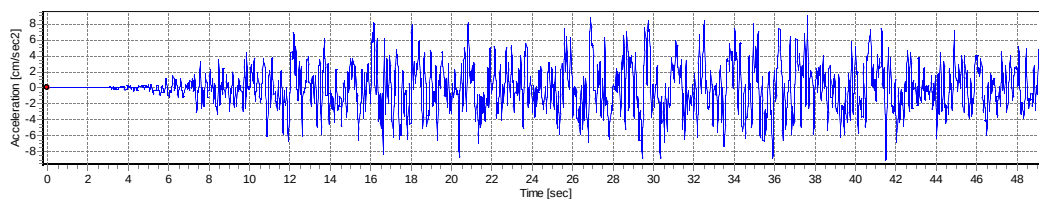
B10

Πίνακας B10.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B11

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location $i0,j0$	5,5(bilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας B11.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B11



Επιταχυνσιόγραμμα B11.1 Προσομοίωση B11 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 9.061cm/sec²
at time t=37.640sec

Maximum Velocity: 1.948cm/sec
at time t=40.540sec

Maximum Displacement: 0.200m
at time t=49.380sec

V_{max} / A_{max}: 0.215sec

Acceleration RMS: 2.735cm/sec²
Velocity RMS: 0.653cm/sec
Displacement RMS: 0.086m

Arias Intensity: 0.006m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 31.793
Specific Energy Density: 21.053cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
99.559cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
10.098cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 6.297cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
8.802cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
1.788cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
9.188cm/sec²

A95 parameter: 8.715cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.140sec
Mean Period (T_m): 0.628sec

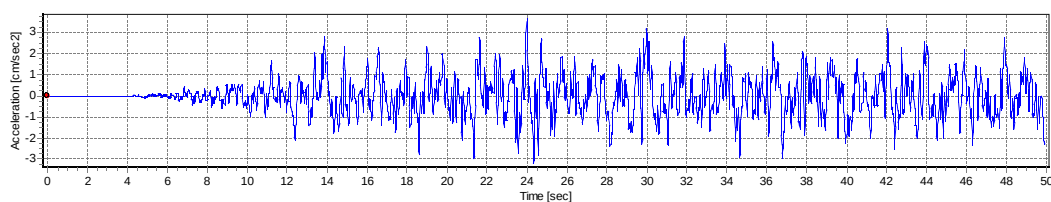
Πίνακας B11.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B11

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B12

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	30°
Hypocenter location i0,j0	5,5(bilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας B12.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B12



Επιταχυνσιόγραμμα B12.1 Προσομοίωση B12 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 3.679cm/sec²
at time t=23.990sec

Maximum Velocity: 0.527cm/sec
at time t=29.390sec

Maximum Displacement: 0.020m
at time t=48.910sec

V_{max} / A_{max}: 0.143sec

Acceleration RMS: 0.905cm/sec²
Velocity RMS: 0.163cm/sec
Displacement RMS: 0.008m

Arias Intensity: 0.001m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 6.079
Specific Energy Density: 1.324cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
32.892cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
3.248cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 2.351cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
3.179cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
0.462cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
3.383cm/sec²

A95 parameter: 3.461cm/sec²

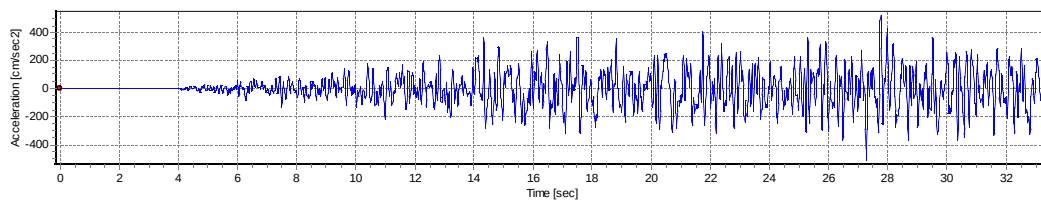
Predominant Period (Tp): 0.220sec
Mean Period (Tm): 0.750sec

Πίνακας B12.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης
B12

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B13

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας B13.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B13



Επιταχυνσιόγραμμα B13.1 Προσομοίωση B13 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 519.460cm/sec²
at time t=27.760sec

Maximum Velocity: 43.436cm/sec
at time t=32.970sec

Maximum Displacement: 2.708m
at time t=33.310sec

Vmax / Amax: 0.084sec

Acceleration RMS: 117.038cm/sec²

Velocity RMS: 13.784cm/sec
Displacement RMS: 1.216m

Arias Intensity: 7.308m/sec
Characteristic Intensity (Ic): 7308.767
Specific Energy Density: 6330.619cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
2746.482cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
446.933cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 159.632cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
417.932cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
41.899cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
438.061 cm/sec²

A95 parameter: 502.294cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.200sec
Mean Period (Tm): 0.320sec

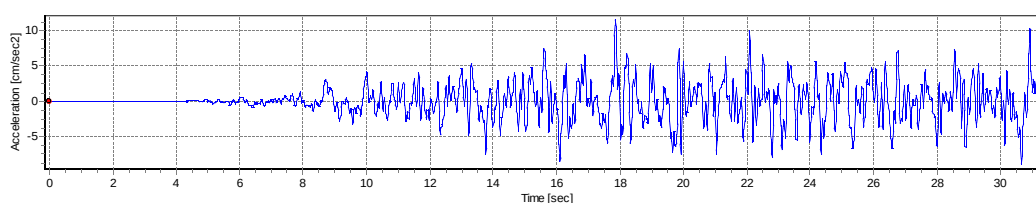
Πίνακας B13.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B13

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B14

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας B14.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B14



Επιταχυνσιόγραμμα B14.1 Προσομοίωση B14 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 11.419cm/sec²
at time t=17.850sec

Maximum Velocity: 1.661cm/sec
at time t=30.020sec

Maximum Displacement: 0.119m
at time t=31.400sec

V_{max} / A_{max}: 0.145sec

Acceleration RMS: 2.466cm/sec²
Velocity RMS: 0.631cm/sec
Displacement RMS: 0.044m

Arias Intensity: 0.003m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 21.703
Specific Energy Density: 12.500cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
52.800cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
9.748cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 4.907cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
9.878cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
1.559cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
10.997cm/sec²

A95 parameter: 11.217cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.420sec
Mean Period (T_m): 0.516sec

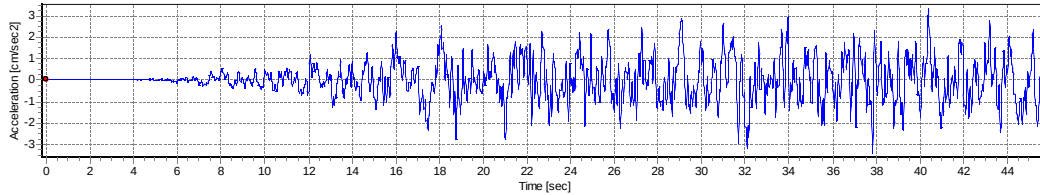
Πίνακας B14.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B14

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B15

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	1,5(unilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας B15.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B15



Επιταχυνσιόγραμμα B15.1 Προσομοίωση B15 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 3.388cm/sec²
at time t=37.820sec

Maximum Velocity: 0.727cm/sec
at time t=31.590sec

Maximum Displacement: 0.018m
at time t=44.720sec

V_{max} / A_{max}: 0.215sec

Acceleration RMS: 0.883cm/sec²

Velocity RMS: 0.173cm/sec

Displacement RMS: 0.007m

Arias Intensity: 0.001m/sec

Characteristic Intensity (I_c): 5.608

Specific Energy Density: 1.372cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):
28.766cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
3.416cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 2.474cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
3.132cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):
0.499cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
3.255cm/sec²

A95 parameter: 3.276cm/sec²

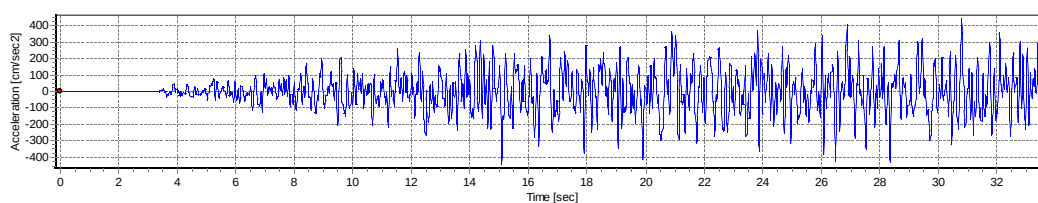
Predominant Period (T_p): 0.460sec

Mean Period (T_m): 0.789sec

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B16

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	5,5(bilateral)
Receiver location	Crete (Phalassarna)

Πίνακας B16.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B16



Επιταχυνσιόγραμμα B16.1 Προσομοίωση B16 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 441.141cm/sec²
at time t=30.810sec

Maximum Velocity: 49.333cm/sec
at time t=20.620sec

Maximum Displacement: 0.976m
at time t=32.780sec

Vmax / Amax: 0.112sec

Acceleration RMS: 117.111cm/sec²
Velocity RMS: 11.361cm/sec
Displacement RMS: 0.544m

Arias Intensity: 7.390m/sec
Characteristic Intensity (Ic): 7351.687
Specific Energy Density: 4343.142cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
2814.030cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
425.427cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 157.833cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
428.931cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
31.271cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
412.958cm/sec²

A95 parameter: 428.838cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.300sec
Mean Period (Tm): 0.334sec

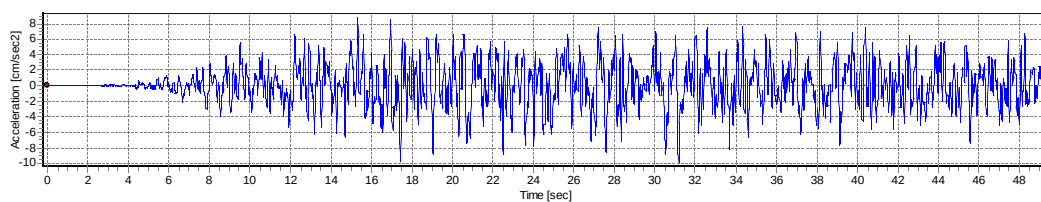
Πίνακας B16.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B16

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B17

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i0,j0	5,5(bilateral)
Receiver location	Kalamata (Centre)

Πίνακας B17.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B17



Επιταχυνσιόγραμμα B17.1 Προσομοίωση B17 στην Καλαμάτα

Maximum Acceleration: 9.844cm/sec²
at time t=31.170sec

Maximum Velocity: 2.583cm/sec

at time $t=37.040\text{sec}$

Maximum Displacement: 0.483m
at time $t=49.250\text{sec}$

$V_{\max} / A_{\max}$: 0.262sec

Acceleration RMS: 2.703cm/sec²
Velocity RMS: 1.227cm/sec
Displacement RMS: 0.214m

Arias Intensity: 0.006m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 31.183
Specific Energy Density: 74.173cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
99.416cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
10.593cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 5.634cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
8.808cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
2.374cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
9.228cm/sec²

A95 parameter: 9.467cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.420sec
Mean Period (T_m): 0.513sec

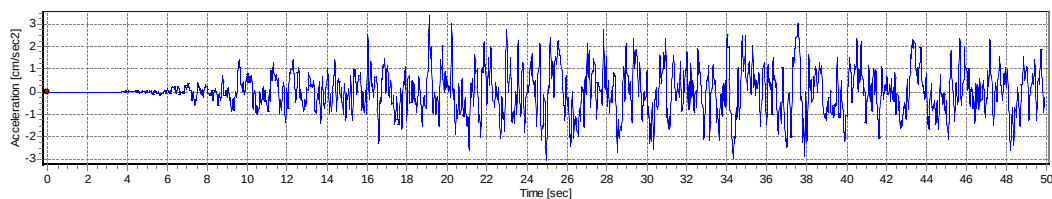
Πίνακας B17.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B17

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ B18

Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault dip	40°
Hypocenter location i_0, j_0	5,5(bilateral)
Receiver location	Athens (Syntagma)

Πίνακας B18.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης B18



Επιταχυνσιόγραμμα B18.1 Προσομοίωση B18 στην Αθήνα

Maximum Acceleration: 3.376cm/sec²
at time t=19.100sec

Maximum Velocity: 0.645cm/sec
at time t=25.790sec

Maximum Displacement: 0.020m
at time t=48.350sec

V_{max} / A_{max}: 0.191sec

Acceleration RMS: 0.911cm/sec²

Velocity RMS: 0.183cm/sec

Displacement RMS: 0.011m

Arias Intensity: 0.001m/sec

Characteristic Intensity (I_c): 6.149

Specific Energy Density: 1.668cm²/sec

Cumulative Absolute Velocity (CAV):
33.210cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):

3.146cm/sec

Velocity Spectrum Intensity (VSI): 2.746cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):

3.034cm/sec²

Sustained Maximum Velocity (SMV):

0.511cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):

3.214cm/sec²

A95 parameter: 3.176cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.360sec

Mean Period (T_m): 0.851sec

Πίνακας B18.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης

B18

5.4 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΝΕΟΤΕΡΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ

Κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της παρούσας διπλωματικής εργασίας, παρουσιάστηκαν νέες έρευνες για το σεισμό της Κρήτης του 365 μ.Χ. και στις παραμέτρους του ρήγματος (England 2012) που προτείνουν μία θεωρία που θέλει το ρήγμα να βρίσκεται γεωγραφικά πιο πάνω από το μέτωπο της βύθισης, μέσα στην εφιππεύουσα πλάκα (splay fault) και να έχει μέγεθος $M_w=8.5$, σεισμική ροπή $M=10^{22}$ Nm, ολίσθηση $u=20$ m και διαστάσεις 100 km μήκος, 80 km πλάτος και κλίση 30° , ενώ θεωρείται ότι φτάνει σε βάθος τα 40 km (England 2012).

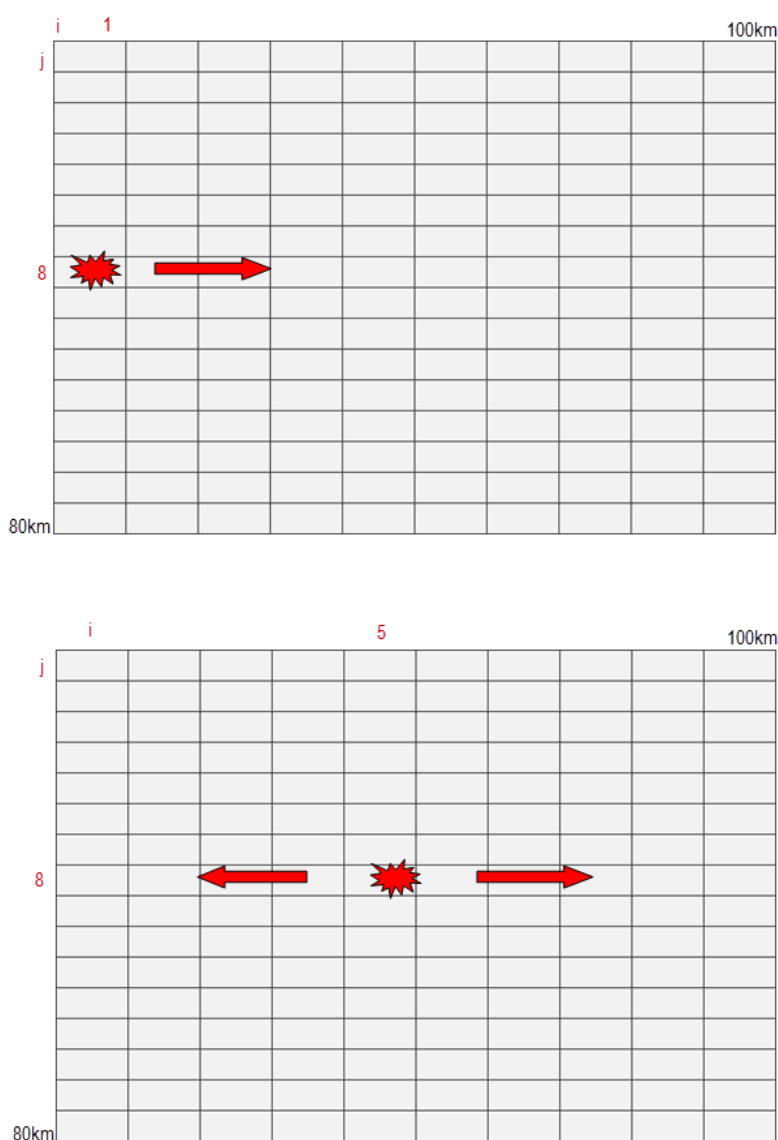
Έτσι, παρακάτω παρουσιάζονται κάποιες ενδεικτικές προσομοιώσεις βασισμένες στις νέες προτεινόμενες παραμέτρους. Οι προσομοιώσεις γίνονται σε όρους κοντινού πεδίου (nearfield terms) στις περιοχές Φαλάσσαρνα Κρήτης και Αντικύθηρα, όπου υπάρχουν οι εγκυρότερες μετρήσεις ανύψωσης κατά την περίοδο του σεισμού που προκάλεσε το ρήγμα όταν ενεργοποιήθηκε το 365 μ.Χ. Οι ανυψώσεις είναι 10 m και 2.7 m, αντίστοιχα. Οι συντεταγμένες των Αντικυθήρων είναι γεωγραφικό πλάτος 35.86° N και γεωγραφικό μήκος 23.3° E.

Όσον αφορά τις εισαγόμενες παραμέτρους, θεωρούμε ότι το νοτιότερο ακραίο σημείο του ρήγματος βρίσκεται στη νήσο Γαύδο, επειδή η περιοχή δεν παρουσιάζει κάποια ανύψωση που να σχετίζεται με το σεισμό του 365 μ.Χ. Επίσης, δίνουμε σε κάθε υπορήγμα διαστάσεις 10 km x 5 km, ώστε να παραχθούν συγκρίσιμα αποτελέσματα. Έτσι χωρίζουμε το ρήγμα σε 10 υπορήγματα κατά μήκος και 16 υπορήγματα κατά πλάτος. Δίνουμε και εδώ μονοκατευθυντική διάδοση διάρρηξης προς τη μεριά της Ελλάδας και δικατευθυντική, ορίζοντας τη θέση της εστίας ως $i0,j0=1,8$ και 5,8 αντίστοιχα, αν υποθέσουμε πως το ρήγμα είναι πίνακας με j σειρές και i στήλες, κοιτώντας το από τη μεριά που κλίνει. Οι υπόλοιπες παράμετροι παραμένουν ίδιες, όπως και στις προηγούμενες προσομοιώσεις και παρατίθενται στον παρακάτω πίνακα.

Fault dimensions	100 km x
80 km	
Fault strike	315°
Fault dip	30°
Depth of upper edge	0 km
Moment magnitude	$M_w=$
8.5	
Stress parameter	50
bars	
Subfault dimensions	10 km x
5 km	
Crustal shear-wave velocity	3.7
km/sec	
Crustal density	2.8
gr/cm ³	
Geometric spreading	1/R
Q(f)	$100f^{0.8}$

Windowing	function
Saragoni-Hart	
Sfact	1.5
Slip	distribution
random	
Site amplification	no(rock site)
Critical damping	0.05

Πίνακας 5.4 Εισαγόμενες παράμετροι προσομοιώσεων (England 2012)



Εικόνα 5.8 Το ρήγμα διαστάσεων 100 km x 45 km διαιρείται σε 10 ρήγματα κατά μήκος και 16 ρήγματα κατά πλάτος. Στην μονοκατευθυντική περίπτωση (επάνω), η εστία βρίσκεται στη θέση $i_0, j_0=1,8$. Στην δिकाτευθυντική περίπτωση (κάτω), η εστία βρίσκεται στη θέση $i_0, j_0=5,8$, όπου i ο αριθμός των στηλών και j ο αριθμός των σειρών.

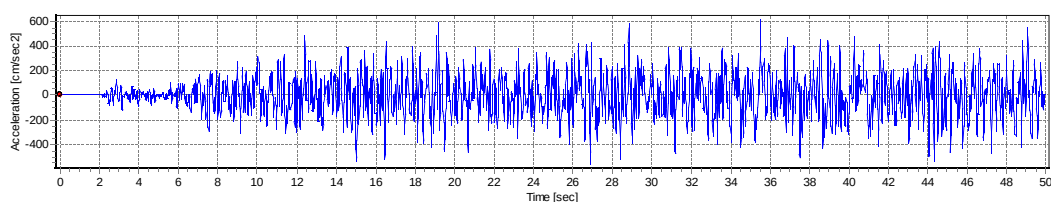


Εικόνα 5.9 Οι θέσεις προσομοιώσεων Φαλάσσαρνα και Αντικύθηρα. Η κίτρινη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο εξεταζόμενο ρήγμα.

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ Γ1

Receiver location	Crete (Phalassarna)
Hypocenter location $i0,j0$	1,8(unilateral)

Πίνακας Γ1.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης Γ1



Επιταχυνσιόγραμμα Γ1.1 Προσομοίωση Γ1 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 613.430cm/sec²
at time $t=35.520\text{sec}$

Maximum Velocity: 130.207cm/sec
at time $t=49.170\text{sec}$

Maximum Displacement: 20.487m
at time $t=49.920\text{sec}$

$V_{\text{max}} / A_{\text{max}}$: 0.212sec

Acceleration RMS: 161.927cm/sec²

Velocity RMS: 54.124cm/sec
Displacement RMS: 8.183m

Arias Intensity: 20.963m/sec
Characteristic Intensity (Ic): 14559.919
Specific Energy Density: 146262.795cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
6145.844cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
578.612cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 253.824cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
578.086cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
126.228cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
513.235cm/sec²

A95 parameter: 573.811cm/sec²

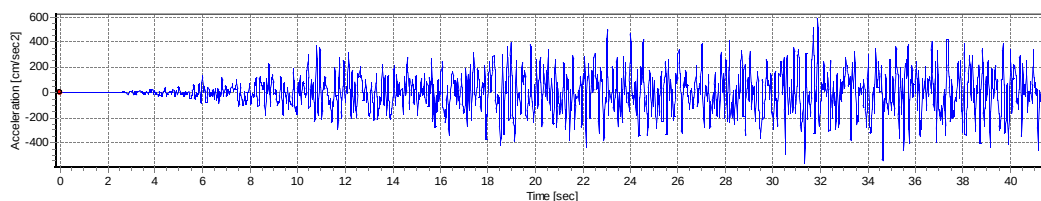
Predominant Period (Tp): 0.180sec
Mean Period (Tm): 0.330sec

Πίνακας Γ1.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης Γ1

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ Γ2

Receiver location	Antikithira
Hypocenter location i0,j0	1,8(unilateral)

Πίνακας Γ2.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης Γ2



Επιταχυνσιόγραμμα Γ2.1 Προσομοίωση Γ2 στα Αντικύθηρα

Maximum Acceleration: 587.803cm/sec²
at time t=31.880sec

Maximum Velocity: 60.028cm/sec
at time t=39.980sec

Maximum Displacement: 5.322m
at time t=41.440sec

V_{max} / A_{max}: 0.102sec

Acceleration RMS: 144.008cm/sec²
Velocity RMS: 19.898cm/sec
Displacement RMS: 2.283m

Arias Intensity: 13.764m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 11126.041
Specific Energy Density: 16411.708cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
4330.634cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
505.891cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 202.524cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
541.924cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
50.593cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
479.866cm/sec²

A95 parameter: 552.973cm/sec²

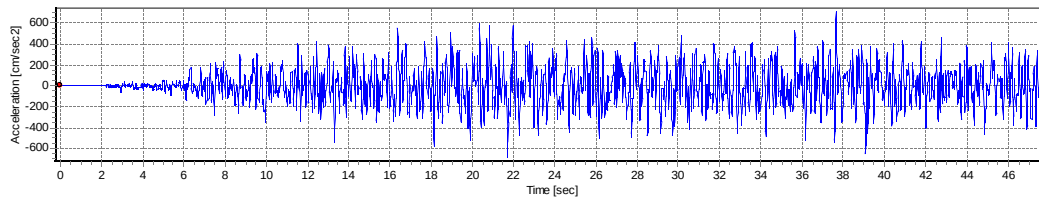
Predominant Period (T_p): 0.160sec
Mean Period (T_m): 0.314sec

Πίνακας Γ2.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης Γ2

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ Γ3

Receiver location	Crete (Phalassarna)
Hypocenter location i0,j0	5,8(bilateral)

Πίνακας Γ3.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης



Επιταχυνσιόγραμμα Γ3.1 Προσομοίωση Γ3 στην Κρήτη
(Φαλάσσαρνα)

Maximum Acceleration: 705.514cm/sec²
at time t=37.650sec

Maximum Velocity: 149.567cm/sec
at time t=46.250sec

Maximum Displacement: 18.045m
at time t=47.780sec

V_{max} / A_{max}: 0.212sec

Acceleration RMS: 175.237cm/sec²
Velocity RMS: 56.960cm/sec
Displacement RMS: 6.401m

Arias Intensity: 23.498m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 16036.423
Specific Energy Density: 155053.132cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
6284.720cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
613.350cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 282.695cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
641.272cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
135.329cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
670.204cm/sec²

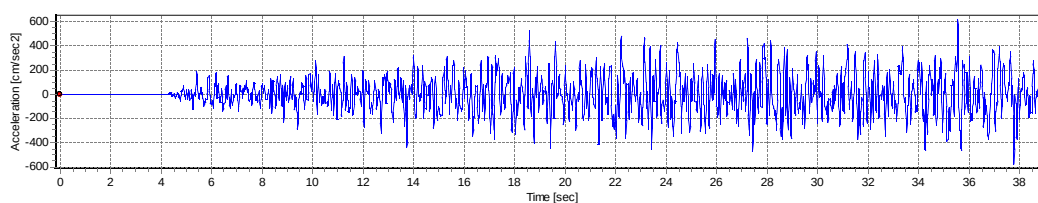
A95 parameter: 663.708cm/sec²

Predominant Period (T_p): 0.160sec
Mean Period (T_m): 0.325sec

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ Γ4

Receiver location	Antikithira
Hypocenter location i0,j0	5,8(bilateral)

Πίνακας Γ4.1 Εισαγόμενες παράμετροι Προσομοίωσης Γ4



Επιταχυνσιόγραμμα Γ4.1 Προσομοίωση Γ4 στα Αντικύθηρα

Maximum Acceleration: 621.100cm/sec²
at time t=35.550sec

Maximum Velocity: 46.372cm/sec
at time t=28.180sec

Maximum Displacement: 3.914m
at time t=38.390sec

V_{max} / A_{max}: 0.075sec

Acceleration RMS: 147.101cm/sec²
Velocity RMS: 16.160cm/sec
Displacement RMS: 2.195m

Arias Intensity: 13.513m/sec
Characteristic Intensity (I_c): 11141.793
Specific Energy Density: 10184.119cm²/sec
Cumulative Absolute Velocity (CAV):
4190.375cm/sec

Acceleration Spectrum Intensity (ASI):
543.233cm/sec
Velocity Spectrum Intensity (VSI): 205.701cm

Sustained Maximum Acceleration (SMA):
524.127cm/sec²
Sustained Maximum Velocity (SMV):
44.441cm/sec

Effective Design Acceleration (EDA):
472.914cm/sec²

A95 parameter: 587.588cm/sec²

Predominant Period (Tp): 0.140sec
Mean Period (Tm): 0.309sec

Πίνακας Γ4.2 Παράμετροι εδαφικής κίνησης της Προσομοίωσης Γ4

5.5 ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΥΣΜΕΝΕΣΤΕΡΟΥ ΣΕΝΑΡΙΟΥ

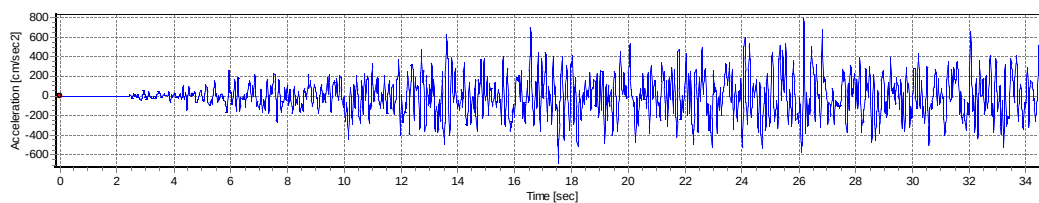
Οι προσομοιώσεις που παρουσιάστηκαν μέχρι τώρα είναι σχετικά ενδεικτικές. Κανονικά, τέτοιες έρευνες γίνονται με πολύ μεγάλο πλήθος προσομοιώσεων που προκύπτει με τεχνικές προγραμματισμού, παίρνοντας τιμές για κάθε πιθανό σημείο της εστίας πάνω στο ρήγμα και δοκιμάζοντας, γενικά, πολλές τιμές για διάφορες παραμέτρους. Οι τιμές που λάβαμε στις προσομοιώσεις αυτής της διπλωματικής εργασίας είναι ενδεικτικές και ίσως φανερώνουν ένα εύρος των πραγματικών παραμέτρων του ρήγματος.

Στο υποκεφάλαιο αυτό, ερευνούμε το δυσμενέστερο σενάριο που θα μπορούσε να συμβεί. Το χειρότερο σενάριο είναι αυτό που παρουσιάζει τη μεγαλύτερη τιμή εδαφικής επιτάχυνσης (peak ground acceleration). Η μέγιστη επιτάχυνση που παρουσιάστηκε στις προσομοιώσεις είναι 790.481 cm/sec², δηλαδή 0.8 g, στο σταθμό της περιοχής Φαλάσσαρνα (near field terms). Παρουσιάζεται σε ρήγμα 100 km, με κλίση 20°, και με δικατευθυντική διάδοση διάρρηξης στο κεντρικό σημείο του ρήγματος (i0,j0=5,5). Οι παράμετροι παρατίθενται στον πίνακα.

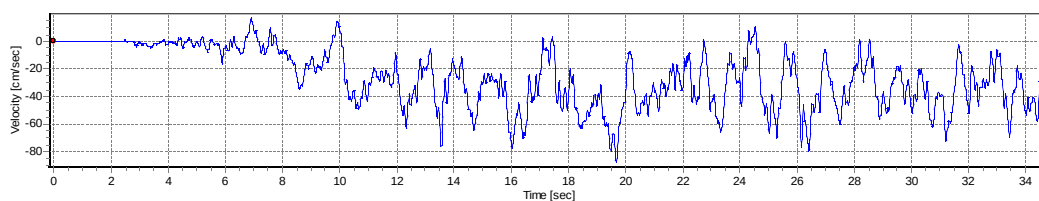
Fault dimensions	100 km x 45 km
Fault strike	315°
Fault dip	20°
Depth of upper edge	0 km
Moment magnitude	M _w = 8.5
Stress parameter	50 bars
Subfault dimensions	10 km x 5 km

Source-Subfault position	$i0,j0=5,5$
Crustal shear-wave velocity	3.7 km/sec
Crustal density	2.8 gr/cm ³
Geometric spreading	1/R
Q(f)	$100f^{0.8}$
Windowing function	Saragoni-Hart
Sfact	1.5
Slip distribution	random
Site amplification	no(rock site)
Critical damping	0.05
Receiver location	Phalassarna(Crete)

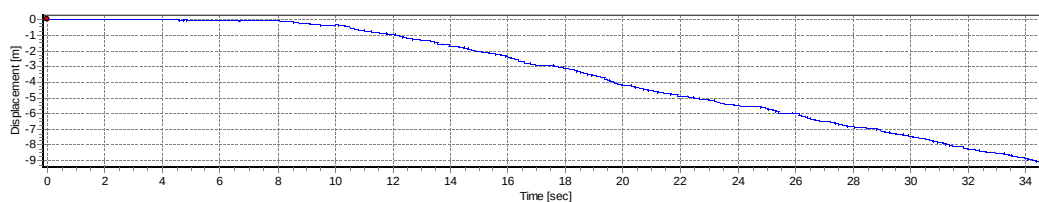
Πίνακας 5.5 Παράμετροι του σεισμού του χειρότερου σεναρίου



Εικόνα 5.10 Επιταχυνσιόγραμμα του σεισμού του χειρότερου σεναρίου στην Κρήτη (Φαλάσсарна)



Εικόνα 5.11 Ταχυτητόγραμμα του σεισμού του χειρότερου σεναρίου στην Κρήτη (Φαλάσсарна)

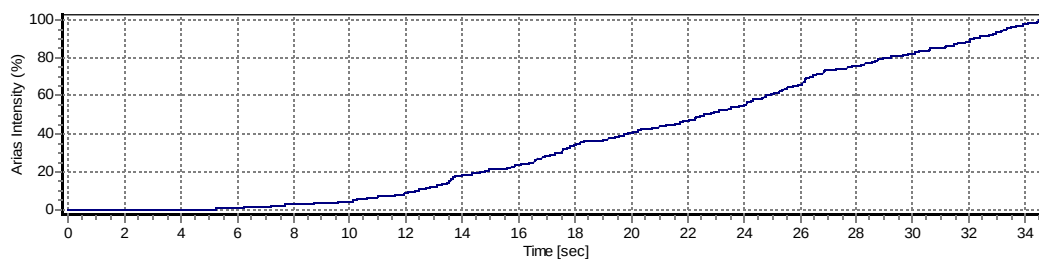


Εικόνα 5.12 Μεταθεσιόγραμμα του σεισμού του χειρότερου σεναρίου στην Κρήτη (Φαλάσсарна). Το μεταθεσιόγραμμα είναι απλά το προϊόν της

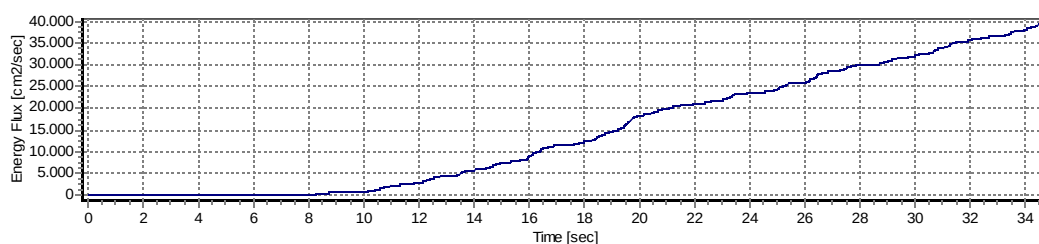
διπλής ολοκλήρωσης του επιταχυνσιογράμματος κατά την οριζόντια συνιστώσα.

Maximum Acceleration: 790.431cm/sec ² at time t=26.180sec
Maximum Velocity: 87.990cm/sec at time t=19.670sec
Maximum Displacement: 9.122m at time t=34.660sec
Vmax / Amax: 0.111sec
Acceleration RMS: 182.680cm/sec ² Velocity RMS: 33.690cm/sec Displacement RMS: 4.559m
Arias Intensity: 18.526m/sec Characteristic Intensity (Ic): 14538.341 Specific Energy Density: 39350.158cm ² /sec Cumulative Absolute Velocity (CAV): 4617.904cm/sec
Acceleration Spectrum Intensity (ASI): 635.351cm/sec Velocity Spectrum Intensity (VSI): 273.054cm
Sustained Maximum Acceleration (SMA): 686.502cm/sec ² Sustained Maximum Velocity (SMV): 78.181cm/sec
Effective Design Acceleration (EDA): 651.268cm/sec ²
A95 parameter: 751.948cm/sec ²
Predominant Period (Tp): 0.160sec Mean Period (Tm): 0.328sec

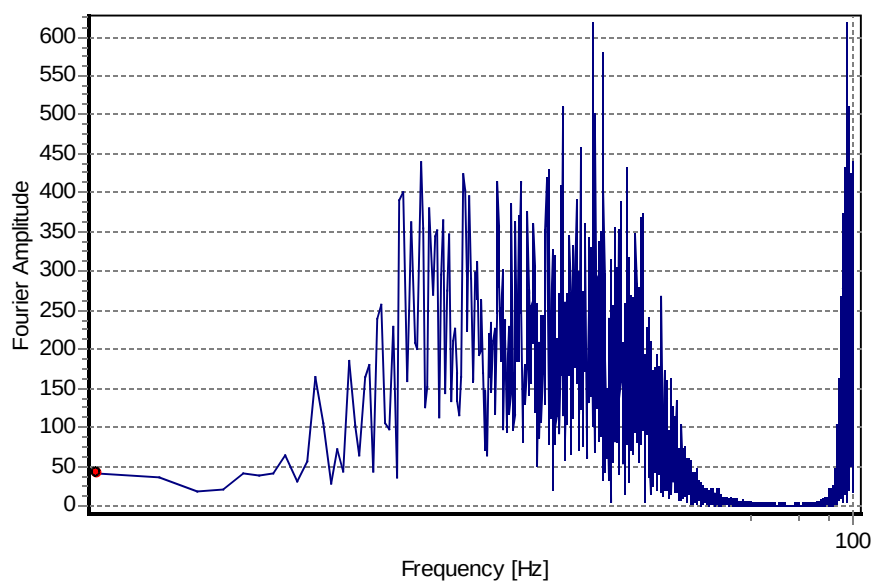
Πίνακας 5.6 Παράμετροι της εδαφικής κίνησης κατά το χειρότερο σενάριο



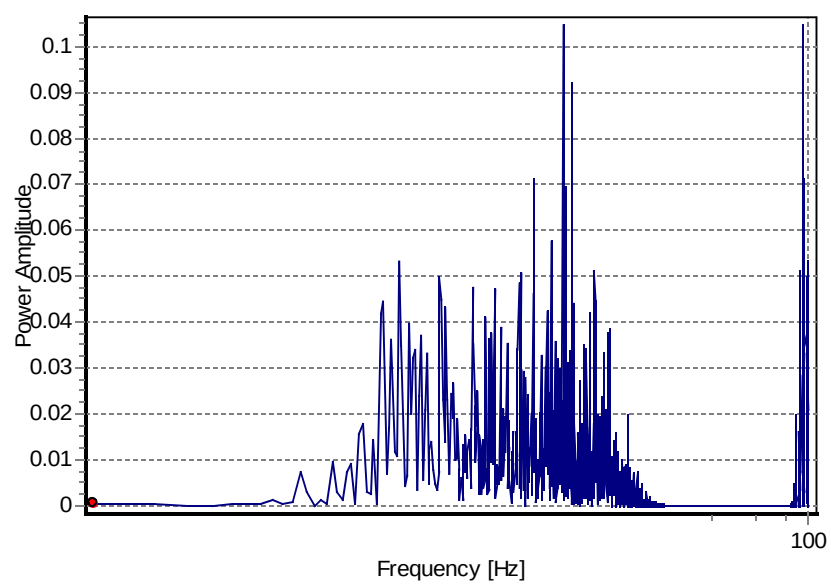
Εικόνα 5.13 Χρονική συνάρτηση της παραμέτρου Arias
Intensity



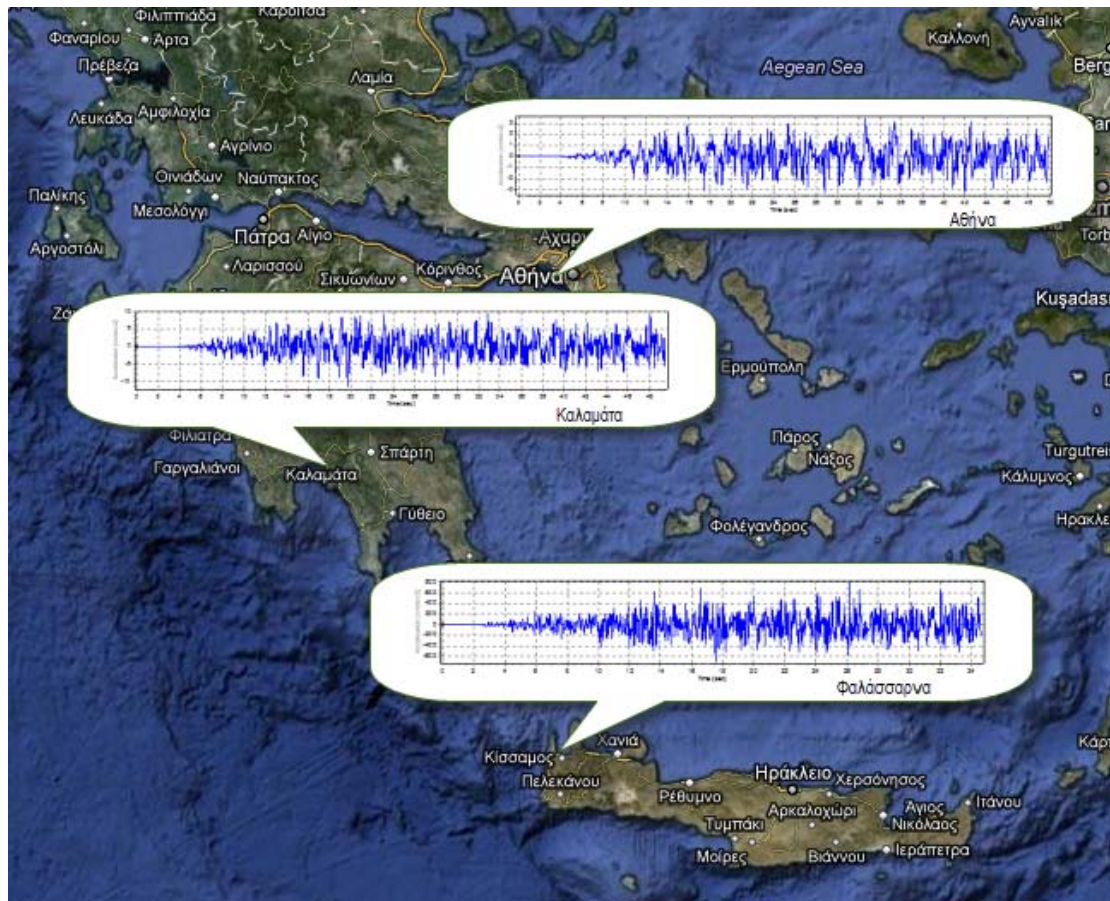
Εικόνα 5.14 Χρονική συνάρτηση της εκλυόμενης ενέργειας
Energy flux



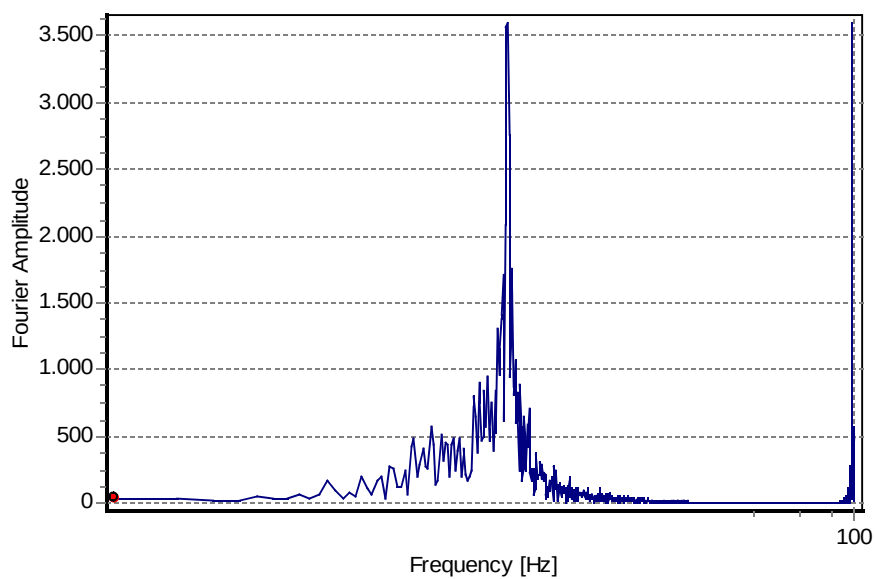
Εικόνα 5.15 Φάσμα πλάτους Fourier



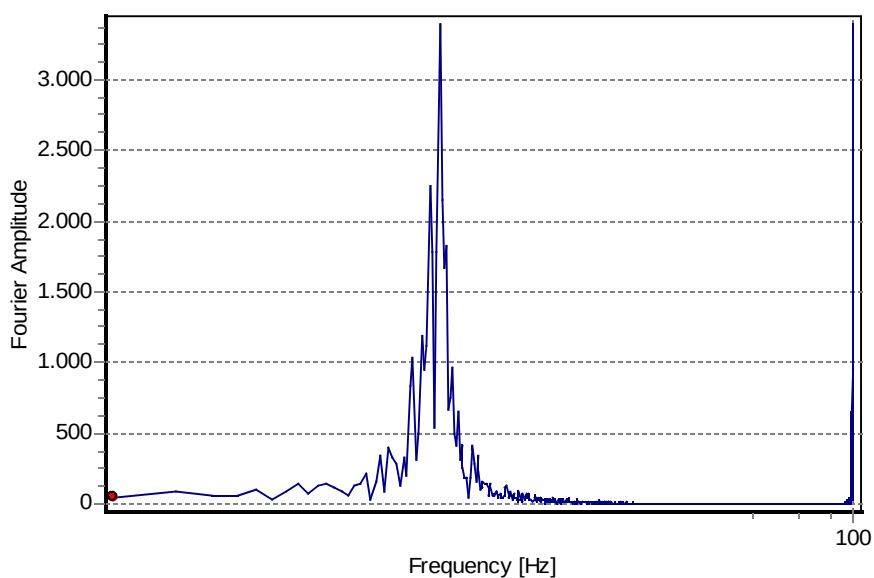
Εικόνα 5.16 Power spectrum



Εικόνα 5.17 Τα επιταχυνσιογράμματα των προσομοιώσεων σε Κρήτη (near field), Καλαμάτα (middle field) και Αθήνα (far field) κατά το δυσμενέστερο σενάριο.



Εικόνα 5.18 Το φάσμα της επιτάχυνσης για ταλαντωτή ιδιοπεριόδου 0.5 sec κατά το δυσμενέστερο σενάριο, στην περιοχή ‘Φαλάσσορνα’. Η ιδιοπερίοδος 0.5 sec αντιστοιχεί σε κτίρια χαμηλού ύψους.



Εικόνα 5.1 Το φάσμα της επιτάχυνσης για ταλαντωτή ιδιοπεριόδου 1.06 sec κατά το δυσμενέστερο σενάριο στην Αθήνα. Η ιδιοπερίοδος 1.06 sec αντιστοιχεί σε κτίρια μεγάλου ύψους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K. Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res. 72, 1217-1231, 1967
- Aki, K., and Richards, P. Quantitative Seismology. Theory and Methods, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 932, 1980
- Anderson, J. and Hough, S. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, Bull. Seism. Soc. Am. 74, 1984
- Atkinson, M. G. and Boore, M. D. Stochastic point source modeling of ground motions in the Cascadia region, Seismological Research Letters, 68, No. 1, 1997
- Beresnev, A. I. and Atkinson, M. G. Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum, Bulletin of the Seismological Society of America, 87, No. 1, 67-84, 1997
- Boatwright, J., and Choy, J. Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in Northeastern North America, Bull. Seism. Soc. Am. 82, 660-682, 1992
- Boore, D. M. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 1865-1894, 1983
- Boore, D. M. Short-period P- and S-wave radiation from large earthquakes: implications for spectral scaling relations, Bull. Seism. Soc. Am. 76, 1986
- Boore, D. M. and Boatwright, J. Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am. 74, 1615-1621, 1984
- Boore, M. D. Stochastic simulation of high frequency ground motions based on the seismological models of the radiated spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, 73, No 6, 1865-1894, 1983
- Boore, M. D. and Joyner, B. W. The empirical prediction of ground motion, Bulletin of the Seismological Society of America, 72, No. 6, 1982
- Brune, J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res. 75, 4997-5009, 1970
- Brune, J. N. Correction, J. Geophys. Res. 76, 5002, 1971
- Brune, J. N., Archuleta, R. J. and Hartzell, S. Far-field S-wave spectra, corner frequencies, and pulse shapes, J. Geophys. Res. 84, 2262-2272, 1979

Caputo, R., Catalano, S., Monaco, C., Romagnoli, G., Tortorici, G. and Tortorici, L. Active faulting on the island of Crete (Greece), *Geophysical Journal International*, 111-126, 2010

Danciu, L. and Tselentis, A. Engineering ground-motion parameters attenuation relationships for Greece, *Bulletin of Seismological Society of America*, 97, No. 1B, 162-183, 2007

EPRI, Guidelines for determining design basis ground motions, Early site permit demonstration program, vol. 1, RP3302, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California, 1993

Hanks, T. C. and McGuire, R. K. The character of high frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2071-2095, 1981

Hartzell, S. H. Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.* 5, 1-4, 1978

Irikura, K. Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst. (Kyoto Univ.)* 33, 63-104, 1983

Joyner, W. B. and Boore, D. M. On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, in *Proceedings of the Fifth Maurice Ewing Symposium on Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C. Scholz (Editors), American Geophysical Union, 269-274, 1986

Kanamori, H. A semi-empirical approach to prediction of longperiod ground motions from great earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 1645-1670, 1979

Καραμήτρον, Α., Ρουμελιώτη, Ζ., Κυρατζή, Α. Στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης από ενεργές τεκτονικές δομές κοντά στην πόλη της Θεσσαλονίκης, 3^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής, Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, Άρθρο 2082, 2008

Μουντράκης, Μ. Δ. Γεωλογία και Γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας, Εκδόσεις University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 2010

Ou, G. B. and Herrmann, R. B. A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distances, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1397-1417 1990

Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου Κ. Οι σεισμοί της Ελλάδας, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 2002

Pirazzoli, P. A., Ausseil-Badie, J. and Giresse, P., Hatzidaki, E. and Arnold, M. Historical environmental changes at Phalasarna harbor, West Crete, *Geoarchaeology: An International Journal*, Vol. 7, No. 4, 371-392, 1992

Shaw, B., Ambraseys, N. N., England, P. C., Floyd, M. A., Gorman, G. J., Higham, T.F.G., Jackson, J. A., Nocquet, J.-M., Pain, C. C. and Piggott, M. D. Eastern Mediterranean Tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake, *Nature Publishing Group*, 2008

Sherbaum F. Of poles and zeros-Fundamentals of digital Seismology, *Kluwer Academic Publishers*, 1996

Silva, W. J. and Darragh, R. B. Engineering characterization of strong ground motion recorded at rock sites, EPRI TR-102261, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California, 1995

Somerville, P. G., McLaren, J. P., Saikia, C. K. and Helmberger, D. V. The 25 November 1988 Saguenay, Quebec, earthquake: source parameters and the attenuation of strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1118-1143, 1990