



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ - ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΑΝΤΩΝΙΟΣ Ι. ΧΡΗΣΤΟΥ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

**ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΣΤΟ
ΚΟΝΤΙΝΟ ΠΕΔΙΟ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΩ – ΑΛΙΚΑΡΝΑΣΣΟΥ
2017**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2019



Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

- Κυρατζή Αναστασία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας, Α.Π.Θ. (Επιβλέπουσα)
- Θεοδουλίδης Νικόλαος, Διευθυντής Ερευνών, ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ (Μέλος)
- Ρουμελιώτη Ζαφειρία, Επίκουρη Καθηγήτρια Σεισμολογίας-Γεωφυσικής, Πανεπιστήμιο Πατρών (Μέλος)



©Αντώνιος Ι. Χρήστου, Γεωλόγος, 2019

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης στο κοντινό πεδίο του σεισμού της Κω – Αλικαρνασσού 2017-Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία.

©Antonios I. Christou, Geologist, 2019

All rights reserved.

Near-field simulations of strong ground motion of the 2017 Kos – Halicarnassus earthquake—Master Thesis.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα. Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



Πίνακας περιεχομένων

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	6
1.1	Αντικείμενο της μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας	6
1.2	Τεκτονική της ευρύτερης περιοχής μελέτης	7
1.3	Γεωλογία της νήσου Κω	9
1.4	Χαρακτηριστικές περιπτώσεις ισχυρών εδαφικών κινήσεων	11
1.5	Παράμετροι της ισχυρής εδαφικής κίνησης	15
1.6	Μέθοδοι προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης	23
1.7	Κατευθυντικότητα της διάρρηξης	25
1.8	Μη γραμμική συμπεριφορά του εδάφους	28
1.9	Σχέσεις πρόβλεψης της ισχυρής εδαφικής κίνησης	29
2	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	31
2.1	Συναρτήσεις Green (Green 's Functions)	31
2.2	Μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green	33
2.3	Συνυπολογισμός Μοντέλου Ανομοιογενούς Κατανομής της Ολίσθησης στη Μέθοδο των Εμπειρικών Συναρτήσεων Green	40
3	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΩ-ΑΛΙΚΑΡΝΑΣΣΟΥ	42
3.1	Ο σεισμός της 20ης Ιουλίου 2017	42
3.2	Δεδομένα Εδαφικής Επιτάχυνσης.....	44
3.3	Μοντέλα κατανομής της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος	52
3.4	Παραμετροποίηση Προσομοίωσης.....	57
3.4.1	Προσδιορισμός SMGA (Strong Motion Generation Area) στα Μοντέλα Κατανομής της Ολίσθησης.....	57
3.4.2	Επιλογή κατάλληλης εμπειρικής συνάρτησης Green (EGF)	62
3.4.3	Διερεύνηση της κλίσης του ρήγματος	68
4	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΣΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΗΣ ΚΩ	72
5	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ	83
6	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	86
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1.....	94
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2.....	150
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3.....	161

Περίληψη

Ο σεισμός της 20ης Ιουλίου 2017 (22:31UTC, M6.6) με επίκεντρο στη θαλάσσια περιοχή ανατολικά της νήσου Κω, προκάλεσε βλάβες τόσο στην πόλη της Κω, όσο και στην περιοχή της Αλικαρνασσού (Bodrum) της Τουρκίας. Δεν υπάρχουν καταγραφές της ισχυρής σεισμικής κίνησης στην πόλη της Κω για να ερμηνευθεί η κατανομή των βλαβών, και να διερευνηθεί η θέση και η κλίση του ρήγματος. Χρησιμοποιήθηκαν μικρού μεγέθους σεισμοί, ως εμπειρικές συναρτήσεις Green, και προσομοιώθηκε η ισχυρή σεισμική κίνηση στην πόλη της Κω. Για το λόγο αυτόν, συλλέχθηκαν όλα τα διαθέσιμα επιταχυνσιογραφήματα του κύριου σεισμού και των μετασεισμών του με $M \geq 3.0$. Διερευνήθηκαν δημοσιευμένα μοντέλα ολίσθησης της σεισμικής πηγής και προσδιορίστηκε η περιοχή έκλυσης της μεγαλύτερης ενέργειας, (Strong Motion Generation Area, SMGA). Με βάση αυτήν και καταγραφές του κύριου σεισμού και των μετασεισμών καθορίστηκαν οι τιμές των παραμέτρων της σεισμικής πηγής, και στη συνέχεια βαθμονομήθηκαν στις θέσεις που υπήρχαν καταγραφές της ακολουθίας. Η προσομοίωση της ισχυρής δόνησης στην πόλη της Κω δίνει τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης μεταξύ 0.21g-0.28g, σε καλή συμφωνία με αποτελέσματα άλλων προσεγγίσεων εκτίμησής της, ενισχύοντας την αξιοπιστία της μεθοδολογίας των εμπειρικών συναρτήσεων Green (EGF).

Abstract

The 20th July 2017 earthquake (22:31UTC, M6.6) with epicentre offshore of Kos island, caused damage both in Kos town and in Bodrum of Turkey. There are no records of strong ground motion in Kos town to relate with observed damage, and further investigation of the location and slip distribution on the fault plane. Here, we used small magnitude earthquakes as Empirical Green Functions, and simulated the mainshock's strong ground motion in Kos town. We collected all the available accelerograms of the mainshock and its aftershocks with magnitude $M \geq 3.0$. We investigated published models of seismic source properties and determined the region of the strongest release of energy (referred to as Strong Motion Generation Area, SMGA). Based on this and on records of mainshock and its aftershocks, we searched the optimum values of seismic source parameters which best fitted the observed records. Having calibrated our model, we performed a blind simulation of the motion that would have been recorded at the strong motion station in Kos town. Our results predict values of peak ground acceleration between 0.21g to 0.28g, in good agreement with results of other approaches, strengthening the reliability of the EGFs method.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Εκφράζω τις θερμές ευχαριστίες μου στον Διευθυντή Ερευνών **Νίκο Θεοδουλίδη** για την παρακολούθηση όλων των σταδίων εκπόνησης της μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας, για την συμπαράστασή του και την αμέριστη καθοδήγησή του, την αδιάκοπη βοήθεια του οποιαδήποτε στιγμή του εξητήθη καθ'όλη την διάρκεια εκπόνησης της εργασίας και το συνεχές ενδιαφέρον που μου έδειχνε, ώστε η εργασία μου να ολοκληρωθεί έγκαιρα και με σαφήνεια. Ευχαριστώ θερμά την επίκουρη καθηγήτρια **Ρούλα Ρουμελιώτη**, για την βοήθειά της σε κρίσιμα σημεία της εργασίας, και τις παρατηρήσεις της στην τελική διαμόρφωση του κειμένου. Ευχαριστώ την καθηγήτρια **Αναστασία Κυρατζή**, την επιβλέπουσα καθηγήτρια, για την καθοδήγησή της, την διαμόρφωση του κειμένου, την οικονομική υποστήριξη που μου παρείχε δια μέσου του προγράμματος HELPOS, και την δημιουργία ενός ευχάριστου κλίματος συνεργασίας, χωρίς τα οποία δεν θα ήταν δυνατή η ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής μου έρευνας.

Κλείνοντας θα ήθελα να ευχαριστήσω τη σύζυγο μου **Κωνσταντίνα**, τους γονείς μου **Ιωάννη και Χριστίνα** και τα αδέρφια μου **Νεκτάριο και Αλέξανδρο** για τη συνεχή υποστήριξή τους σε όλα τα χρόνια των σπουδών μου.

Η εργασία αυτή χρηματοδοτήθηκε εν μέρει στο πλαίσιο της Πράξης «HELPOS – Ελληνικό Σύστημα Παρατήρησης της Λιθόσφαιρας» (MIS5002697) που εντάσσεται στη Δράση «Ενίσχυση των Υποδομών Έρευνας και Καινοτομίας» και χρηματοδοτείται από το Επιχειρησιακό Πρόγραμμα «Ανταγωνιστικότητα, Επιχειρηματικότητα και Καινοτομία» στο πλαίσιο του ΕΣΠΑ 2014-2020, με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης (Ευρωπαϊκό Ταμείο Περιφερειακής Ανάπτυξης).

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Αντικείμενο της μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας

Ο επιφανειακός σεισμός της 20ης Ιουλίου 2017 (22:31GMT) στον θαλάσσιο χώρο μεταξύ της Κω και της Αλικαρνασσού (Bodrum) μεγέθους **M6.6**, προκάλεσε βλάβες και στις δυο περιοχές. Ειδικότερα στην πόλη της Κω κατά κύριο λόγο οι βλάβες εντοπίστηκαν σε μνημεία πολιτιστικής κληρονομιάς. Το ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό είναι υποθαλάσσιο και κανονικής διάρρηξης (βαρύτητας) με παράταξη περίπου Α-Δ (Caputo and Pavlides, 2013). Η κλίση του ρήγματος, προς τον Βορρά (Ganas et al. 2019, Konca et al. 2019, Papathanassiou et al. 2019 ή τον Νότο (Kiritzi & Koskosidi 2018, Saltogianni et al. 2017) αποτέλεσε αντικείμενο συζήτησης, μεταξύ των επιστημόνων. Ενώ υπάρχουν καταγραφές του κύριου σεισμού σε επιταχυνσιογράφο στην πόλη του Bodrum, δεν υπάρχουν αντίστοιχες για την πόλη της Κω, που βρίσκεται σε συγκρίσιμη απόσταση από το ρήγμα σε σχέση με το Bodrum.

Αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι η προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης στην πόλη της Κω, με τη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green (Empirical Green's Functions, EGF), με απώτερο στόχο την εύρεση των χαρακτηριστικών τιμών της σεισμικής δόνησης (PGA, PGV, PGD, Sa(T)). Η τεχνική αυτή βασίζεται στην ιδέα ότι η κίνηση σε μία συγκεκριμένη θέση είναι ίση με το άθροισμα των κινήσεων που παράγονται από μία σειρά ανεξάρτητων διαρρήξεων σε μικρά τμήματα του ρήγματος που προκάλεσε τον κύριο σεισμό, χρησιμοποιώντας τις ασθενέστερες κινήσεις μικρών σεισμών, ως εμπειρικές συναρτήσεις Green. Η συνάρτηση Green (impulse response, transfer function) είναι η κίνηση που προκαλεί ένας παλμός $\delta(t)$. Η μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τον υπολογισμό κινήσεων κοντινού πεδίου. Ο κώδικας προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης που χρησιμοποιήθηκε, θεωρεί γραμμική συμπεριφορά του εδάφους και υποθέτει ως μοντέλο

διάρρηξης ρήγματος το κινηματικό μοντέλο Haskell. Σύμφωνα με αυτό, η επιφάνεια του ρήγματος έχει σχήμα παραλληλογράμμου, η διάρρηξη είναι μονο-κατευθυντική ή δι-κατευθυντική, η ταχύτητα διάρρηξης είναι σταθερή κατά μήκος του ρήγματος και η κατανομή της ολίσθησης είναι ομοιόμορφη σε όλη την επιφάνεια αυτού. Η εφαρμογή της μεθόδου προϋποθέτει τα ακόλουθα: α) Η εστία του μικρού σεισμού που θα χρησιμοποιηθεί ως εμπειρική συνάρτηση Green, θα πρέπει να βρίσκεται κοντά στην εστία του κυρίου σεισμού τόσο κατά την οριζόντια διεύθυνση (κατά μήκος της ρηξιγενούς επιφάνειας), όσο και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση (παρόμοια εστιακά βάθη). β) Οι δύο σεισμοί θα πρέπει να έχουν καταγραφεί στην ίδια θέση από το ίδιο όργανο, έτσι ώστε η συνάρτηση της απόκρισης του οργάνου καταγραφής, I , να είναι η ίδια και στις δύο περιπτώσεις. Σε αντίθετη περίπτωση πρέπει να εφαρμοσθούν οι κατάλληλες διορθώσεις. γ) Ο μηχανισμός γένεσης του μικρού σεισμού θα πρέπει να προσεγγίζει αρκετά, τον αντίστοιχο μηχανισμό του μεγάλου σεισμού, προκειμένου να απαλειφθεί αποτελεσματικά η επίδραση της σεισμικής πηγής, δηλαδή του παράγοντα ακτινοβολίας R των σεισμικών κυμάτων. δ) Τα πλάτη καταγραφής του σεισμού που θα χρησιμοποιηθεί ως εμπειρική συνάρτηση Green, θα πρέπει να είναι αρκετά μεγάλα στις εξεταζόμενες αποστάσεις, ώστε να εξασφαλίζουν ικανοποιητικό λόγο σήματος προς θόρυβο.

1.2 Τεκτονική της ευρύτερης περιοχής μελέτης

Η ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου (Σχήμα 1-1) είναι μία από τις πιο ενεργά τεκτονικές περιοχές της δυτικής Ευρασίας και βρίσκεται στη ζώνη σύγκλισης της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας. Στην περιοχή αυτή, εκτός από την υποβύθιση της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου, πραγματοποιείται η προς τα ΝΔ κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου, λόγω της κίνησης-ώθησης προς τα δυτικά που προκαλεί η πλάκα της Ανατόλιας στο Β.Αιγαίο,

όπως πιστοποιεί η παρουσία κλάδων της προέκτασης του ρήγματος της Β. Ανατολίας στην περιοχή.



Σχήμα 1-1. Κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και στις γύρω περιοχές (τροποποιημένο από Papazachos et al. 1998).

Στα βορειοδυτικά, η Αδριατική – Απούλια μικροπλάκα, που μπορεί να θεωρηθεί ως η προέκταση της Αφρικανικής πλάκας, ασκεί πίεση στη μικροπλάκα του Αιγαίου συμβάλλοντας και αυτή στη σεισμοτεκτονική πολυπλοκότητα του ελλαδικού χώρου με την εκδήλωση σεισμών σε ανάστροφα ρήγματα (Anderson and Jackson, 1987). Τα πιο σημαντικά τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Ν. Αιγαίου από Νότο προς Βορρά είναι: η Ελληνική τάφρος, το Ελληνικό ιζηματογενές τόξο, η λεκάνη του Κρητικού πελάγους και το ηφαιστειακό τόξο. Η παραμόρφωση του Αιγαίου συμβαίνει κυρίως από τη γρήγορη νοτιοδυτική κίνηση (~ 33 mm/yr) του Ν. Αιγαίου σε σχέση με την Ευρασία, ενώ ο ρυθμός σύγκλισης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα είναι ~ 5 mm/yr (Ganas and Parsons, 2009). Επιπλέον μια καλά ανεπτυγμένη ζώνη Benioff, όπως καθορίστηκε από τις ισοβαθείς, έχει αναγνωριστεί από τους Papazachos and Comninakis

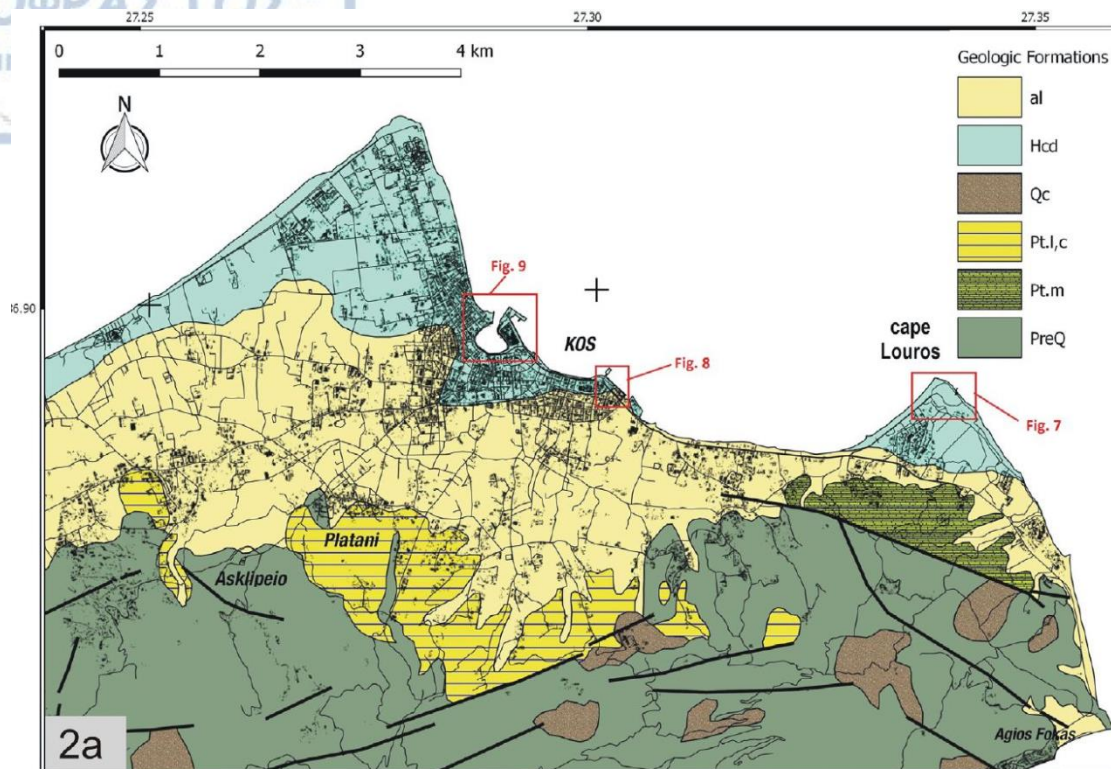
(1978) χρησιμοποιώντας τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους, που παρατηρούνται σε βάθη 60-90km, με μέγιστο βάθος ~170km. Η βύθιση αυτή συνδέεται και με την εκδήλωση

ηφαιστειακής δραστηριότητας κατά μήκος του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου στο Νότιο Αιγαίο (Fytikas et al., 1985).

1.3 Γεωλογία της νήσου Κω

Η Κως βρίσκεται στο νοτιοανατολικό άκρο του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου και αποτελεί τμήμα των Κεντρικών Ελληνίδων. Η αλπική δομή της Κω είναι πολύπλοκη μιας και περιλαμβάνει διάφορες τεκτονικές ενότητες οι οποίες συσχετίζονται τόσο με αντίστοιχες ενότητες των Εξωτερικών Ελληνίδων, όσο και με ενότητες της μάζας του Μεντερές και των αλλόχθονων καλυμμάτων της Λυκίας (Μουντράκης, 2010). Στο Σχήμα 1-2 δίδεται ο χάρτης των Τεταρτογενών ιζημάτων στην περιοχή της Ανατολικής Κω, όπου σημειώθηκαν οι μεγαλύτερες αστοχίες από την εκδήλωση του σεισμού της 20^{ης} Ιουλίου 2017.

Η ιζηματογενής ακολουθία της νήσου Κω διαιρείται στους ακόλουθους σχηματισμούς (Κοκκάλας, 2000): Μειοκαινικοί σχηματισμοί: Σχηματισμός Α): Στο Ανατολικό τμήμα του νησιού καθώς και στην χερσόνησο της Κέφαλου, πάνω από τους Αλπικούς σχηματισμούς του υποβάθρου αποτίθενται επικλυσιογενείς ασβεστόλιθοι ρηχής θάλασσας οι οποίοι παρουσιάζουν τοπικά ενδιαστρώσεις πηλών, ψαμμιτών και κροκαλοπαγών. Πρώτος ο Desio (1931) χρονολόγησε τα ιζήματα αυτά στο Μέσο Μειόκαινο βάσει μιας πλούσιας θαλάσσιας πανίδας. Σχηματισμός Β): Τα μέλη του σχηματισμού αυτού περιλαμβάνουν αδρόκοκκα ερυθρά ιζήματα, χερσογενούς προέλευσης που αποτέθηκαν στην Ανατολική και Κεντρική Κω καθώς και ιζήματα ποτάμιας φάσης στην Δυτική Κω.



Σχήμα 1-2. Χάρτης Τεταρτογενών ιζημάτων στην Ανατολική Κω. al: Αλλουβιακές αποθέσεις, Hcd: Παράκτιες αποθέσεις, Qc: Τεταρτογενή κορήματα, Pt.l,c: Πλειστοκαινικές αποθέσεις, Pt.m: Πλειστοκαινικές παράκτιες αποθέσεις, PreQ: Προ-Τεταρτογενής σχηματισμοί (Papathanassiou et al., 2019).

Τα μέλη αυτά υπόκεινται μιας ακολουθίας λιμναίας φάσης η οποία αποτελείται από λεπτοστρωματώδεις ασβεστολουτίτες και μάργες στο ανατολικό τμήμα του νησιού με παρεμβολές πυροκλαστικών, συμπαγών τραβερτινοειδών και λιγνιτικών στρωμάτων σε διάφορα στρωματογραφικά επίπεδα. Ανάλογες φάσεις ιζημάτων αποτέθηκαν στην Δυτική Κω. Στην Κεντρική Κω οι ασβεστιτικές φάσεις αντικαθίστανται από εναλλαγές λεπτόκοκκων και αδρόκοκκων ποτάμιων αποθέσεων με λιμναίες μάργες και ασβεστόλιθους. Οι ποτάμιες φάσεις εξαπλώνονται και στο ανατολικό τμήμα του νησιού. Σχηματισμός Γ): Ο σχηματισμός αυτός περιλαμβάνει αργίλους, πηλούς και άμμους. Τα ανώτερα τμήματα της Ανατολικής Κω χαρακτηρίζονται από ασβεστιτικές φάσεις με λευκή ιλύ και λιμναίες μάργες. Σχηματισμός Δ): Αποτελείται από άμμους νηρητικής φάσης. Στην Ανατολική Κω, αδρομερή κλαστικά υλικά, κυρίως ποτάμιας προέλευσης, που αποτελούν το γεωλογικό τμήμα της Ελιάς, υποδηλώνουν τοπική ανύψωση και

διάβρωση παλαιότερων Νεογενών σχηματισμών. Σχηματισμός Ε): Τα μέλη αυτού του σχηματισμού αποτελούνται από δενδριτικούς ασβεστόλιθους ρηχής θάλασσας. Πάνω από τον σχηματισμό Ε ακολουθεί η απόθεση στρωμάτων τόφφων (τόφφοι του Κεφαλού, δακτύλιος τόφφων) που καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα του νησιού, καθώς και όλα τα σχετικά φαινόμενα με την σύγχρονη ηφαιστειακή δράση.

1.4 Χαρακτηριστικές περιπτώσεις ισχυρών εδαφικών κινήσεων

Η σεισμική εδαφική κίνηση η οποία έχει τη δυνατότητα να προκαλέσει βλάβες στα αρχιτεκτονικά ή στα δομικά στοιχεία μιας κατασκευής, ονομάζεται ισχυρή σεισμική εδαφική κίνηση. Επομένως, αυτή η εδαφική κίνηση είναι το αίτιο καταπόνησης των κατασκευών κατά τη διάρκεια του σεισμού. Δεν είναι με ακρίβεια γνωστό το κατώτατο όριο κάποιας παραμέτρου της κίνησης αυτής, αλλά από την εμπειρία του παρελθόντος φαίνεται ότι το όριο αυτό, όσον αφορά την εδαφική επιτάχυνση, κυμαίνεται μεταξύ 5% και 10% της επιτάχυνσης της βαρύτητας. Η πραγματική τιμή βέβαια εξαρτάται από τη συχνότητα και τη διάρκεια της κίνησης καθώς και επίσης και από τα δυναμικά χαρακτηριστικά της κατασκευής (Campbell, 1985). Η εκτίμηση των αποτελεσμάτων της ισχυρής σεισμικής εδαφικής κίνησης σε έναν τόπο μπορεί να γίνει ποιοτικά ή ποσοτικά. Η μακροσεισμική ένταση, με την οποία μετρούνται τα αποτελέσματα της ισχυρής σεισμικής εδαφικής κίνησης στον άνθρωπο, στις κατασκευές και στο φυσικό περιβάλλον, είναι ο παλαιότερος τρόπος καθορισμού της σφοδρότητας του σεισμού και έχει υποστεί με το χρόνο σημαντικές βελτιώσεις. Παραμένει όμως λόγω της φύσης της ημιποσοτική παράμετρος. Έχει κατά το παρελθόν προταθεί πλήθος κλιμάκων μέτρησης της μακροσεισμικής έντασης για διάφορες περιοχές της Γης. Σήμερα οι δεσπόζουσες μακροσεισμικές κλίμακες είναι εκείνη των Mercalli–Cancani–Sieberg (MCS), των Medvedev–Sponheuer–Karnik (MSK) (Karnik, 1969), η τροποποιημένη κλίμακα Mercalli (MM) (Wood and Neuman, 1931) και η Ιαπωνική κλίμακα JMA (Japan Meteorological

Agency). Για τον ελληνικό χώρο έχει χρησιμοποιηθεί για την περίοδο 1950-1981 ελληνική παραλλαγή της τροποποιημένης κλίμακας Mercalli (Papazachos et al., 1982).

Από τις αρχές της δεκαετίας του 1980, παρατηρήθηκε σημαντική αύξηση των δικτύων επιταχυνσιογράφων και των αντίστοιχων καταγραφών, με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν βάσεις δεδομένων σε εθνικό αλλά και παγκόσμιο επίπεδο που εμπλουτίζονται συνεχώς (HEAD, GHEAD, ESM). Παρά το γρήγορο εμπλουτισμό της, η βάση δεδομένων της ισχυρής σεισμικής κίνησης απέχει πολύ από το να θεωρηθεί πλήρης. Υπάρχουν περιοχές όπου οι καταγραφές είναι ελάχιστες ή σχεδόν ανύπαρκτες. Στις περιοχές αυτές, η κατασκευή τεχνικών έργων, με ρεαλιστικά κριτήρια αντισεισμικού σχεδιασμού καθίσταται δύσκολη, ιδιαίτερα στις περιπτώσεις κατασκευών μεγάλης σπουδαιότητας, καθώς δεν υπάρχουν επαρκή δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης. Τα τελευταία χρόνια γίνεται προσπάθεια επίλυσης του προβλήματος αυτού με τη χρήση συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων. Σκοπός δηλαδή, της προσομοίωσης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων είναι η παροχή όσο το δυνατόν περισσότερο αξιόπιστων συνθετικών καταγραφών για γεωγραφικές περιοχές ή μεγέθη και αποστάσεις που δεν καλύπτονται από τα υπάρχοντα δεδομένα.

Συμπερασματικά, η περιοχή για την οποία υπάρχει η μεγαλύτερη έλλειψη δεδομένων διεθνώς είναι αυτή του κοντινού πεδίου, δηλαδή αποστάσεις της τάξης των μερικών χιλιομέτρων από τα σεισμικά ρήγματα. Κατά τη διάρκεια ενός σεισμού, ανεξαρτήτως μεγέθους, η σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται κατά τη διάρρηξη των πετρωμάτων ακτινοβολείται στον χώρο με τη μορφή σεισμικών κυμάτων. Η εδαφική κίνηση που καταγράφεται σε μία συγκεκριμένη θέση δεν εξαρτάται αποκλειστικά από το μέγεθος και τη διαδικασία της διάρρηξης του σεισμικού ρήγματος. Η διαδρομή των σεισμικών κυμάτων, διαμέσου των πετρωμάτων, και οι τοπικές εδαφικές συνθήκες παίζουν έναν εξίσου σημαντικό ρόλο στο πλάτος και το συχνотικό περιεχόμενο του σεισμικού

κραδασμού. Γενικώς, αν (E) είναι η επιρροή των τοπικών εδαφικών συνθηκών, (Δ) η επιρροή της διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από την πηγή έως τη θέση παρατήρησης, και (Π) η επιρροή της πηγής, τότε η τελική εδαφική κίνηση (EK) εκφράζεται από την εξίσωση (1.1), όπου * είναι το σύμβολο της συνέλιξης στην περιοχή του χρόνου και φαίνεται στο Σχήμα 1-3.

$$(EK) = (Π) * (Δ) * (E) \quad (1.1)$$



Σχήμα 1-3. Τελική εδαφική κίνηση στην επιφάνεια εξαρτώμενη από την πηγή, την διαδρομή των σεισμικών κυμάτων και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

Σε μία άλλη θέση, ευρισκόμενη ακόμη και σε μικρή απόσταση, η εδαφική κίνηση είναι δυνατόν να διαφέρει σημαντικά, είτε εξαιτίας των διαφορετικών εδαφικών συνθηκών, είτε λόγω της διαφορετικής ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας, που εξαρτάται κυρίως από τον μηχανισμό διάρρηξης, είτε ακόμη και της συνδυασμένης δράσης των δύο παραγόντων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα διαφοροποίησης της ισχυρής εδαφικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο συνιστούν οι καταγραφές του μετασεισμού M5.1 (15/5/1995) του κυρίως σεισμού της Κοζάνης (M6.6, 13/5/1995) (Roumelioti et al., 2002). Οι διαφορές που παρατηρήθηκαν στην ένταση του σεισμικού κραδασμού δεν οφείλονται μόνο στην επικεντρική απόσταση. Ο ρόλος των τοπικών εδαφικών συνθηκών

είναι εξίσου σημαντικός. Η ασθενέστερη σε πλάτη καταγραφή έγινε σε θέση όπου το έδαφος είναι σκληρότερο (στιφρή άργιλος και αποσαθρωμένος σχιστόλιθος) και το βραχώδες υπόβαθρο σε μικρό βάθος, περίπου 18m (Theodulidis and Lekidis, 1996).

Μία από τις θεαματικότερες περιπτώσεις, όπου οι τοπικές εδαφικές συνθήκες έπαιξαν εξέχοντα ρόλο, είναι ο σεισμός του Μεξικού (M8.1, 13/9/1985). Ο ισχυρότατος αυτός σεισμός έγινε στα παράλια του Ειρηνικού ωκεανού, στην επαρχία Michoacan, σε απόσταση σχεδόν 400Km από την πόλη του Μεξικού. Οι ζημιές στην επικεντρική περιοχή ήταν περιορισμένες και στην υπόλοιπη χώρα αμελητέες. Αντιθέτως σε ένα μέρος της πόλης του Μεξικού ήταν εκτεταμένες. Στην επικεντρική περιοχή κατεγράφησαν μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις 0.20g, στις παρυφές της πόλης του Μεξικού 0.04g και στο κέντρο της πόλης 0.20g (Bard et al, 1988). Στις παρυφές της πόλης το έδαφος είναι βασικά ηφαιστειογενούς προέλευσης και αρκετά σκληρό. Είναι λογικό να δεχθεί κανείς ότι η μείωση της εδαφικής επιτάχυνσης από το επίκεντρο έως τη ζώνη αυτή εκφράζει κυρίως την εξασθένηση της σεισμικής ενέργειας με την απόσταση, δηλαδή την επιρροή της διαδρομής των σεισμικών κυμάτων. Το κέντρο της πόλης του Μεξικού είναι κτισμένο σε έναν πολύ μαλακό αργιλικό σχηματισμό λιμναίας προέλευσης. Η άργιλος αυτή με πάχος 30-40m έχει ιδιαίτερη δυναμική συμπεριφορά. Η φυσική της υγρασία φθάνει τα 400%, έχει μεγάλη συμπιεστότητα, ενώ παρουσιάζει σχεδόν ελαστική συμπεριφορά, ακόμη και σημαντικές διατμητικές παραμορφώσεις. Αποτέλεσμα αυτής της μηχανικής συμπεριφοράς είναι η εξαιρετικά μεγάλη μεγέθυνση της εδαφικής κίνησης από το βραχώδες υπόβαθρο στην επιφάνεια. Συνεπώς οι ισχυρές εδαφικές κινήσεις που παράγονται κατά τη διάρκεια των σεισμών είναι αρκετά πολύπλοκες και επηρεάζονται από πολλούς παράγοντες.

1.5 Παράμετροι της ισχυρής εδαφικής κίνησης

Η πλέον συχνά χρησιμοποιούμενη παράμετρος στην περιοχή του χρόνου είναι **μέγιστη οριζόντια εδαφική επιτάχυνση, (PGA_H)**. Συνήθως αναφέρεται η μέγιστη τιμή μεταξύ των δύο οριζόντιων συνιστωσών και σε ορισμένες περιπτώσεις το διανυσματικό τους άθροισμα. Η ευρύτετη χρήση της οριζόντιας συνιστώσας οφείλεται στην άμεση σύνδεσή της με τις αδρανειακές δυνάμεις που φορτίζουν μία συνηθισμένη κατασκευή. Η PGA συσχετίζεται συχνά με την ένταση του σεισμού (Trifunac and Brady, 1975). Παρόλο που η συσχέτιση δεν είναι δυνατόν να είναι ακριβής και αξιόπιστη, δίνει μία προσεγγιστική εικόνα των αναμενόμενων ζημιών.

Η κατακόρυφη εδαφική επιτάχυνση (PGA_V) δεν έχει τύχει της ανάλογης προσοχής των σεισμολόγων και των μηχανικών, επειδή θεωρείται ότι η κατακόρυφη ταλάντωση των κατασκευών είναι λιγότερο επικίνδυνη, δεδομένου ότι οι περισσότερες κατασκευές έχουν σχεδιασθεί με μεγάλους συντελεστές ασφαλείας για τα κατακόρυφα στατικά φορτία. Τα βασικά χαρακτηριστικά της γνωρίσματα είναι δύο: (α) συνήθως εμφανίζεται σε ταλάντωση υψίσυχνη και επομένως ενδιαφέρει κυρίως τις κατασκευές ή τμήματα κατασκευών μικρής περιόδου και (β) δεν φαίνεται να επηρεάζεται σημαντικά από τη μη-γραμμική συμπεριφορά των εδαφών, με αποτέλεσμα ακόμη και όταν οι οριζόντιες διατμητικές παραμορφώσεις του εδάφους είναι σημαντικές, η μεγέθυνση της κατακόρυφης εδαφικής κίνησης από το βραχώδες υπόβαθρο ως την επιφάνεια να εκφράζεται από τις ελαστικές ιδιότητες του εδαφικού υλικού και του υποβάθρου. Η PGA_V λαμβάνεται ίση προς τα 2/3 ή το 70% της PGA_H (Newmark and Hall, 1982, EAK 2000, Eurocode 8), ανεξαρτήτως μεγέθους M και επικεντρικής απόστασης. Για σεισμούς κοντινού πεδίου ο λόγος PGA_V/PGA_H πλησιάζει το 1.0 (Campell, 1985).

Σεισμοί στους οποίους καταγράφονται υψηλές τιμές εδαφικών επιταχύνσεων δεν είναι πάντοτε καταστροφικοί. Ισχυρές εδαφικές κινήσεις με μέγιστη επιτάχυνση μεγαλύτερη

ακόμη και από 0.5g δεν προκαλούν, στις περισσότερες σχεδιασμένες με βάση τον αντισεισμικό κανονισμό κατασκευές, σημαντικές ζημιές, όταν είναι πολύ υψίσυχνες και η

διάρκεια της ισχυρής κίνησης είναι μικρή. Επομένως η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA_H) δεν αρκεί από μόνη της να περιγράψει πλήρως την ισχυρή εδαφική κίνηση, διότι δεν παρέχει καμία πληροφορία για το συχνотικό περιεχόμενο και τη διάρκεια της σεισμικής δόνησης. Είναι απαραίτητη συνεπώς η μελέτη και άλλων σχετικών παραμέτρων που θα εξετασθούν παρακάτω.

Όσον αφορά την **μέγιστη οριζόντια εδαφική ταχύτητα** (PGV_H) είναι μία ακόμη σημαντική παράμετρος της ισχυρής εδαφικής κίνησης, κυρίως διότι εμφανίζεται κυρίως στις ενδιάμεσες συχνότητες (0.5-2.0 Hz) της σεισμικής δόνησης. Θεωρείται περισσότερο αξιόπιστη παράμετρος χαρακτηρισμού της σεισμικής κίνησης στις ενδιάμεσες συχνότητες και κατά συνέπεια και του δυναμικού αστοχίας κατασκευών με σχετικά μεγάλες ιδιοπεριόδους. Επειδή η μέγιστη εδαφική ταχύτητα και επιτάχυνση αναφέρονται σε διαφορετικά συχνотικά εύρη, ο λόγος PGV_H/PGA_H θα μπορούσε να αποτελεί έναν δείκτη του συχνотικού περιεχομένου της εδαφικής κίνησης. Ο λόγος αυτός δεν μπορεί να είναι ανεξάρτητος του μεγέθους, M και της επικεντρικής απόστασης, R . Ο McGuire (1978), συνθέτοντας αρκετές μελέτες γύρω από το θέμα αυτό, κατέληξε ότι ο λόγος αυξάνεται αναλογικά με την αύξηση του μεγέθους (M) και της επικεντρικής απόστασης (R). Οι συντελεστές αναλογίας δίνονται παρακάτω:

Βράχος:

$$\frac{PGV_H}{PGA_H} * [e^{0.40M}] * [R^{0.12}] \quad (1.2)$$

Έδαφος:

$$\frac{PGV_H}{PGA_H} * [e^{0.15M}] * [R^{0.23}] \quad (1.3)$$

Σύμφωνα λοιπόν με τους παραπάνω συντελεστές, εάν για έναν σεισμό μεγέθους $M = 7.0$ έχει καταγραφεί σε απόσταση $R = 40\text{km}$ από το επίκεντρο τιμή του λόγου PGV_H/PGA_H

ίση προς 0.10sec , τότε για έναν πιθανό σεισμό $M = 6.5$ σε απόσταση $R = 30\text{km}$ η τιμή του λόγου όσο και η αναμενόμενη δεσπόζουσα περίοδος της δόνησης υπολογίζονται εύκολα.

Όσον αφορά την **μέγιστη εδαφική μετακίνηση (PGD)**, αυτή συνδέεται άμεσα με τις πλέον χαμηλές συχνότητες της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η ακριβής εκτίμησή της με διπλή ολοκλήρωση του επιταχυνσιογραφήματος είναι συχνά δύσκολη, εξαιτίας αναπόφευκτων αριθμητικών λαθών στην επεξεργασία του σήματος και στην ολοκλήρωση, όπως επίσης και στην ύπαρξη χαμηλόσυχνων θορύβων, ιδιαίτερα για τους αναλογικούς επιταχυνσιογράφους πρώτης γενιάς. Αποτέλεσμα του γεγονότος αυτού είναι η σχετικά περιορισμένη χρήση της μέγιστης εδαφικής μετακίνησης, και της μετακίνησης $u(t)$ γενικότερα, ως βασικής παραμέτρου περιγραφής της σεισμικής δόνησης. Ωστόσο η σύγχρονη ψηφιακή τεχνολογία παρέχει πολύ μεγαλύτερες δυνατότητες και οπωσδήποτε στο μέλλον με την αύξηση των ψηφιακών καταγραφών θα προκύψουν πολύ αξιόπιστες και ενδιαφέρουσες εργασίες, σχετικά με την εδαφική μετακίνηση.

Μία πολύ σημαντική παράμετρος της ισχυρής σεισμικής εδαφικής κίνησης, που αξίζει να αναφερθεί είναι αυτή του συχνотικού περιεχομένου της εδαφική κίνησης. Το μέγιστο πλάτος της εδαφικής κίνησης (επιτάχυνση, ταχύτητα και μετακίνηση) δεν αρκεί για να περιγράψει τον τρόπο με τον οποίο θα συμπεριφερθεί ένας γεωλογικός σχηματισμός. Ένας σεισμός έχει ως αποτέλεσμα μία σύνθετη κίνηση, η οποία καλύπτει ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων και σε καθεμία από τις συχνότητες αντιστοιχεί ένα πλάτος κίνησης. Το συχνотικό περιεχόμενο της σεισμικής κίνησης περιγράφει ακριβώς πώς διαφοροποιείται το πλάτος της κίνησης στις διαφορετικές συχνότητες. Οι κυριότερες παράμετροι με τις

οποίες εκτιμάται το συχνοτικό περιεχόμενο μια σεισμικής κίνησης είναι τα φάσματα Fourier και τα ελαστικά φάσματα απόκρισης (response spectra).

Το **φάσμα Fourier** συνδέεται με κάθε περιοδική συνάρτηση που μπορεί να εκφρασθεί ως ένα άθροισμα απλών αρμονικών διαφορετικής συχνότητας, πλάτους και φάσης. Χρησιμοποιώντας τις σειρές Fourier, μία περιοδική συνάρτηση $\ddot{U}(t)$ της σεισμικής κίνησης μπορεί να περιγραφεί ως:

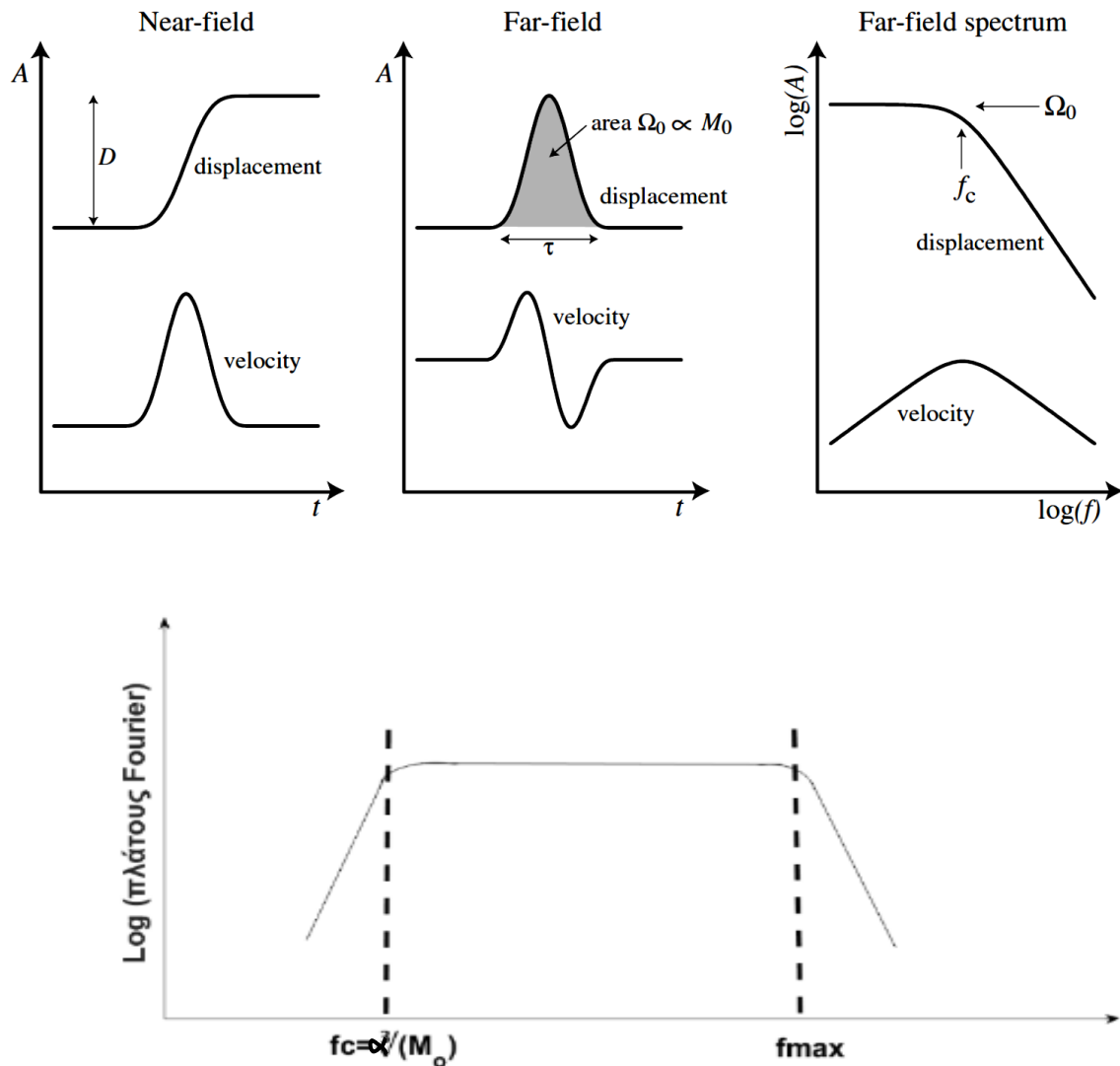
$$\ddot{U}(t) = a_o + \sum_{n=1}^{\infty} C_n \sin(\omega_n t + \varphi_n) \quad (1.4)$$

όπου C_n και φ_n είναι το πλάτος και η γωνία φάσης αντίστοιχα της n-οστής αρμονικής της σειρά Fourier και ω_n η γωνιακή συχνότητα. Επομένως φάσμα πλάτους Fourier ορίζεται η γραφική παράσταση του πλάτους C_n με τη συχνότητα ω_n (Σχήμα 1-4), στην οποία οι αιχμές στη γραμμή του φάσματος προσδιορίζουν τις περιόδους (ή συχνότητες) όπου η σεισμική ενέργεια ακτινοβολείται.

Γενικά υψηλές τιμές πλατών Fourier καταγράφονται σε μία συγκεκριμένη περιοχή συχνοτήτων, που καθορίζεται από τη γωνιακή συχνότητα f_c και τη συχνότητα αποκοπής f_{max} (Brune 1970). Η γωνιακή συχνότητα f_c είναι ανάλογη με το αντίστροφο της κυβικής ρίζας της σεισμικής ροπής M_o (Brune, 1970). Επομένως ισχυροί σεισμοί προκαλούν εδαφικές κινήσεις πλούσιες σε χαμηλές συχνότητες, σε αντίθεση με τους μικρούς σεισμούς, που διακρίνονται κυρίως για το υψίσυχο συχνοτικό τους περιεχόμενο. Το άθροισμα των πλατών Fourier, συνιστά ένα μέτρο της συνολικής σεισμικής ενέργειας που περιέχεται σε μία ισχυρά εδαφική κίνηση διάρκειας t_1 .

Μια παράμετρος που περιγράφει, έστω και με συνοπτικό τρόπο το συχνοτικό περιεχόμενο της εδαφικής κίνησης, είναι η **δεσπόζουσα περίοδος**, T_p , η οποία ορίζεται ως η περίοδος της ταλάντωσης που αναφέρεται στη μέγιστη τιμή του φάσματος πλάτους Fourier. Το εύρος του πλάτους του φάσματος Fourier ορίζεται ως το εύρος συχνοτήτων

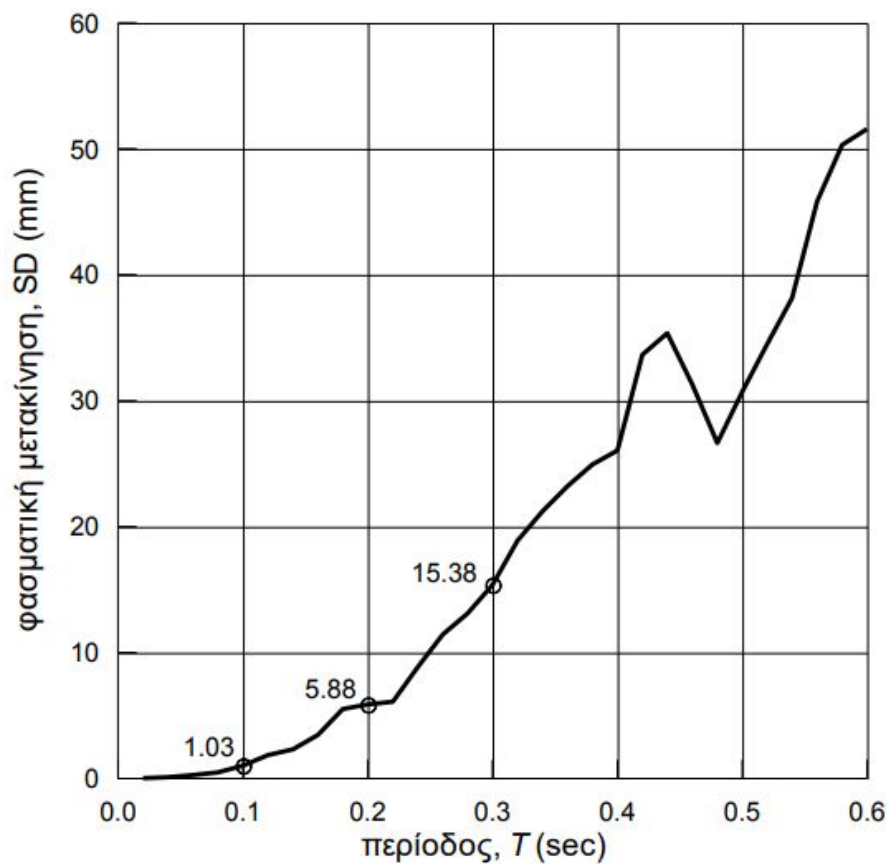
που το φάσμα Fourier ξεπερνά μία ορισμένη τιμή, που συνήθως προσδιορίζεται στο $1/\sqrt{2}$ της μέγιστης τιμής.



Σχήμα 1-4. Ορισμός της γωνιακής συχνότητας, f_c , και της συχνότητας αποκοπής, f_{max} , ενός ομαλοποιημένου φάσματος πλάτους Fourier (κάτω) και παλμοί ταχύτητας και μετακίνησης στο κοντινό και στο μακρινό πεδίο (πάνω).

Στη συνέχεια θα αναφερθούμε στα **φάσματα απόκρισης** τα οποία χρησιμοποιούνται για τον αντισεισμικό σχεδιασμό των κατασκευών. Το φάσμα απόκρισης είναι ένα διάγραμμα που δίνει τη μέγιστη τιμή κάποιου μεγέθους απόκρισης (π.χ. απόλυτη επιτάχυνση, σχετική μετακίνηση, κ.λπ.) που θα αναπτυχθεί σε μονοβάθμιους ταλαντωτές με συγκεκριμένη απόσβεση, ζ , σε συγκεκριμένη σεισμική διέγερση. Εφόσον η απόσβεση είναι ίδια σε όλους τους ταλαντωτές, η παράμετρος που προσδιορίζει τις ιδιότητες κάθε

ταλαντωτή είναι η ιδιοπερίοδός του. Ένα τυπικό φάσμα απόκρισης μετακίνησης φαίνεται στο Σχήμα 1-5. Από την καμπύλη του σχήματος μπορεί να υπολογιστεί η μέγιστη μετακίνηση οποιασδήποτε κατασκευής με απόσβεση ίση με αυτήν του φάσματος σε δεδομένη σεισμική διέγερση. Αυτό επιτυγχάνεται προβάλλοντας το σημείο της καμπύλης που αντιστοιχεί στην ιδιοπερίοδο της κατασκευής στον άξονα των φασματικών μετακινήσεων.



Σχήμα 1-5. Φάσμα απόκρισης μετακίνησης.

Εκτός από τη σχετική μετακίνηση, φάσμα απόκρισης μπορεί να υπολογισθεί και για οποιοδήποτε άλλο μέγεθος (π.χ. απόλυτη επιτάχυνση). Συνήθως υπολογίζονται:

- Φάσμα απόκρισης σχετικών μετακινήσεων SD (Spectral Displacement)
- Φάσμα απόκρισης σχετικών ταχυτήτων SV (Spectral Velocity)
- Φάσμα απόκρισης απόλυτων επιταχύνσεων SA (Spectral Acceleration)

$$S_d \approx \frac{1}{\omega_0} S_{pv}, \quad S_v \approx S_{pv}, \quad S_a \approx \omega_0 S_{pv} \quad (1.5)$$

$$S_a \approx \omega_0^2 S_d \quad (1.6)$$

Οι μορφές επομένως των φασμάτων απόκρισης υποδηλώνουν ότι οι μέγιστες φασματικές τιμές των επιταχύνσεων, ταχυτήτων και μετακινήσεων αναφέρονται σε διαφορετικές ιδιοπεριόδους. Σε μεγάλες ιδιοπεριόδους (χαμηλές συχνότητες) η φασματική μετακίνηση έχει τη μεγαλύτερη τιμή της, ενώ το αντίθετο συμβαίνει για τις φασματικές επιταχύνσεις. Το εύρος των συχνοτήτων για το οποίο ισχύει η παρατήρηση αυτή εξαρτάται από τις γεωλογικές συνθήκες, το είδος του εδάφους και εν-μέρει από τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής. Είναι σαφές ότι τα φάσματα ελαστικής απόκρισης δεν περιγράφουν απευθείας την ισχυρή εδαφική κίνηση, όπως συμβαίνει με τα φάσματα Fourier. Τα φάσματα απόκρισης περιγράφουν απλά τη μέγιστη απόκριση διαφορετικών ταλαντωτών με βάση την ιδιοπερίοδό τους και διέπονται από τη σχέση (1.7), όπου η σχετική μετακίνηση, $u(t)$, ενός μονοβάθμιου ταλαντωτή μάζας, m , σε εδαφική επιτάχυνση εκφράζεται ως:

$$m \cdot u''(t) + c \cdot u'(t) + k \cdot u(t) = -m \cdot u''_g(t) \quad (1.7)$$

Όπου $u'(t)$ η ταχύτητα, $u''_g(t)$ η επιτάχυνση, c ο συντελεστής απόσβεσης και k η δυστένεια του ταλαντωτή. Η περιγραφή λοιπόν αυτής καθαυτής της ισχυρής εδαφικής κίνησης μέσω των φασμάτων απόκρισης είναι έμμεση.

Μία εξίσου σημαντική παράμετρος με εξέχοντα ρόλο για τις προσομοιώσεις μας, είναι η **διάρκεια της ισχυρής σεισμικής εδαφικής κίνησης**. Η διάρκεια σε μία θέση εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού, δηλαδή από το ποσό της συσσωρευμένης ενέργειας που εκλύεται κατά τη θραύση του ρήγματος. Εξαρτάται ακόμη από την εστιακή απόσταση και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες στη θέση καταγραφής. Ένας εδαφικός σχηματισμός, όπως

για παράδειγμα η άργιλος της πόλης του Μεξικού, με σχεδόν ελαστική συμπεριφορά, σε συνδυασμό με πολύ μικρό αρχικό μέτρο διατμητικής αντοχής G_o και μικρή απόσβεση, ταλαντώνεται επί μακρότερο χρονικό διάστημα, απ'ότι μία στιφρή αργιλική στρώση για τον ίδιο σεισμικό κραδασμό στο βραχώδες υπόβαθρο. Η γένεση επίσης επιφανειακών κυμάτων στις διάφορες γεωλογικές και τοπογραφικές διεπιφάνειες και ανωμαλίες, καθώς και στα όρια ιζηματογενών λεκανών και κοιλάδων, κατά κανόνα αυξάνει τη διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Οι Papazachos et al. (1992), με βάση πάντοτε καταγραφές της ισχυρής εδαφικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο, πρότειναν την παρακάτω σχέση για την περιβάλλουσα διάρκεια TBD της ισχυρής εδαφικής κίνησης:

$$\ln TBD = 1.84 + 0.8124M_s - 1.04 \ln \ln(R + 15) - 0.19S - 2.27L + 0.76P \quad (1.8)$$

όπου M_s είναι το επιφανειακό μέγεθος, R η επικεντρική απόσταση (σε km), S η γνωστή παράμετρος των εδαφικών συνθηκών, L η παράμετρος που συνδέει την εκτιμώμενη διάρκεια ισχυρής κίνησης για επιλεγμένη στάθμη πλάτους εδαφικής επιτάχυνσης, και P είναι στατιστική παράμετρος ($P = 0$ για τη μέση τιμή και $P = 1$ για τη μέση τιμή $\pm$ την τυπική απόκλιση).

Ακόμη, μία άλλη παράμετρος που αξίζει να αναφερθεί είναι η μέση ενεργός επιτάχυνση a_{RMS} (**RMS-root mean square acceleration**), η οποία ορίζεται ως εξής (Housner and Jennings, 1964):

$$a_{RMS} = \left[\frac{1}{T_d} \int_0^{T_d} [\ddot{U}(t)]^2 dt \right]^{0.5} = \sqrt{\lambda_o} \quad (1.9)$$

όπου T_d η διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης και λ_o η μέση ένταση, δηλαδή η μέση τετραγωνική επιτάχυνση. Η επιτάχυνση RMS δεν εξαρτάται από τη συνολική διάρκεια, ενώ εξαρτάται πολύ λίγο από τις πολύ υψίσυχνες επιταχύνσεις. Για το λόγο αυτό είναι μία ενδιαφέρουσα παράμετρος της ισχυρής εδαφικής κίνησης.

Τέλος, μία εξίσου πολύ σημαντική παράμετρος περιγραφής της ισχυρής εδαφική κίνησης είναι η ένταση κατά Arias (I_A). Η **ένταση Arias** (m/sec) αποτελεί μέτρηση της ενέργειας του επιταχυνσιογραφήματος και ορίζεται από την σχέση (1.10):

$$I_A = \frac{2\pi}{g} \int_{t_o}^{t_T} [\ddot{U}(t)]^2 dt \quad (1.10)$$

όπου $\ddot{U}(t)$ η εδαφική επιτάχυνση τη χρονική στιγμή t του επιταχυνσιογραφήματος, t_o και t_T η χρονική αρχή και το πέρας της καταγραφής. Η γραφική παράσταση της εξίσωσης (1.10) συναρτήσει του χρόνου είναι γνωστή ως **διάγραμμα Husid**.

1.6 Μέθοδοι προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης

Παρά τη μεγάλη εφαρμογή του μοντέλου της σημειακής πηγής στις προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης, σύμφωνα με το οποίο οι διαστάσεις της πηγής θεωρούνται αμελητέες σε σχέση με την απόστασή της από τη θέση παρατήρησης, σε πολλές περιπτώσεις αυτό δεν ισχύει και ιδιαίτερα όταν η εξεταζόμενη θέση βρίσκεται στο εγγύς πεδίο μεγάλων σεισμών. Τα αποτελέσματα μιας μεγάλης, πεπερασμένων διαστάσεων πηγής, που συμπεριλαμβάνει τις επιδράσεις της διάδοσης διάρρηξης, της κατευθυντικότητας της σεισμικής ενέργειας και της σχετικής θέσης εστίας – σταθμού, μπορούν, σε μεγάλο βαθμό, να επηρεάσουν τα πλάτη, το συχνотικό περιεχόμενο και τη διάρκεια των εδαφικών κινήσεων.

Για την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής εδαφικής κίνησης από μεγάλες, πεπερασμένων διαστάσεων πηγές έχουν προταθεί κατά καιρούς τρεις, διαφορετικές μεταξύ τους, μέθοδοι:

- Η μέθοδος των σεισμικών ακτίνων (seismic ray method)
- Η στοχαστική μέθοδος (stochastic method)

- Η μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green (Empirical Green's Function Method), η οποία και χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία.

- Η υβριδική μέθοδος η οποία χρησιμοποιεί συνδυασμό της στοχαστικής μεθόδου στις υψηλές συχνότητες και των αιτιοκρατικών μεθόδων στις χαμηλές συχνότητες.

Οι βασικές διαφορές των παραπάνω μεθόδων εστιάζονται στον τρόπο με τον οποίο καθορίζεται η επίδραση της πηγής και του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, από την περιοχή της εστίας μέχρι τη θέση καταγραφής.

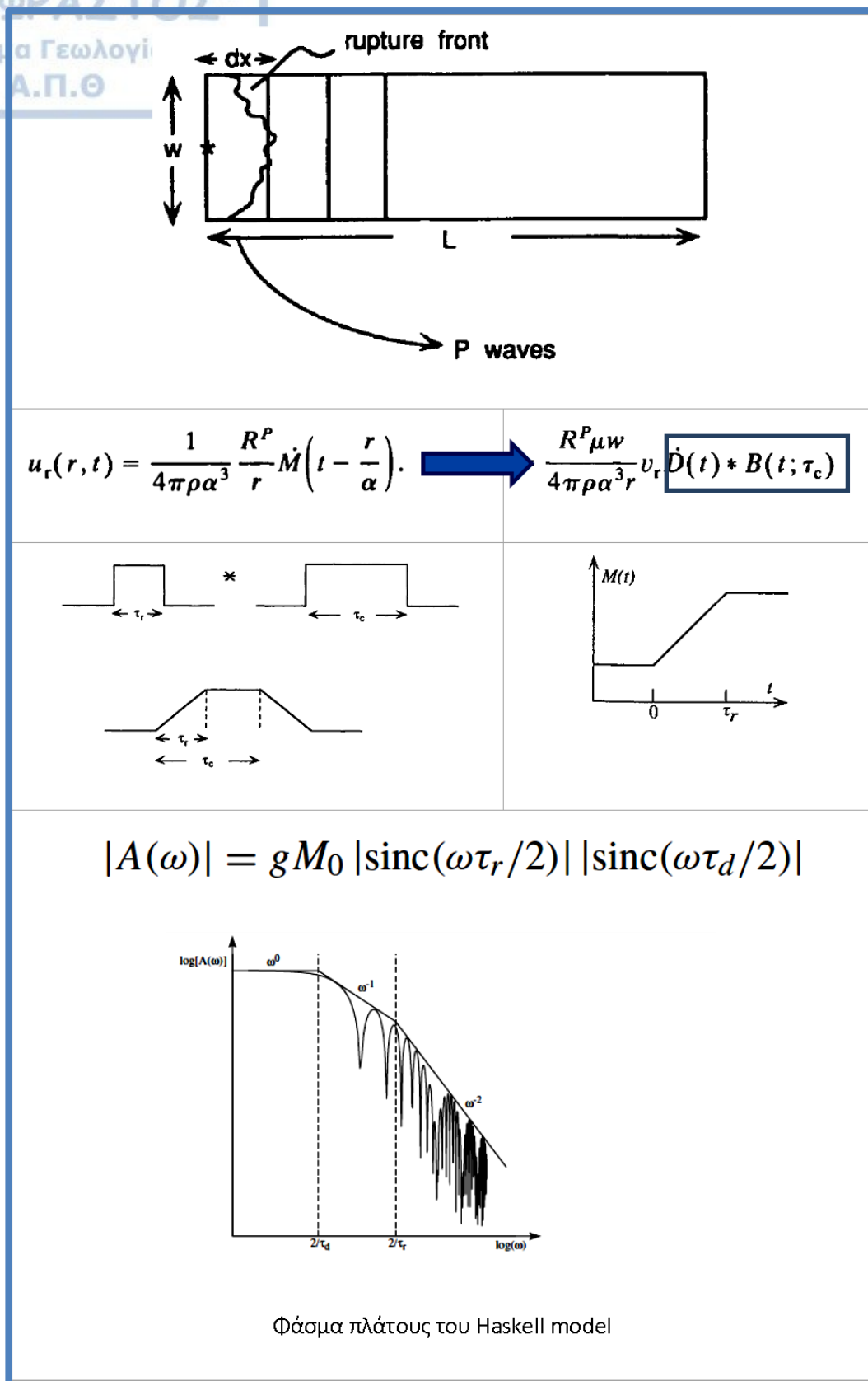
Στη μέθοδο των σεισμικών ακτίνων, η επίδραση της εστίας συνήθως αντιπροσωπεύεται από μια θεωρητική συνάρτηση, ενώ για τον προσδιορισμό της επίδρασης του δρόμου διάδοσης χρησιμοποιούνται θεωρητικές συναρτήσεις Green, οι οποίες υπολογίζονται για συγκεκριμένο μοντέλο του υπεδάφους της περιοχής μελέτης.

Στη στοχαστική μέθοδο, η εδαφική κίνηση προβλέπεται θεωρητικά χρησιμοποιώντας για τη σεισμική εστία κάποιο απλό σεισμολογικό μοντέλο, όπως είναι το μοντέλο ω-τετράγωνο (ω^{-2}) του Aki (1967). Για τον καθορισμό της επίδρασης του δρόμου διάδοσης χρησιμοποιούνται θεωρητικές συναρτήσεις Green ή εμπειρικές σχέσεις για τη μεταβολή του πλάτους και της διάρκειας της ισχυρής κίνησης με την απόσταση.

Στη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green, οι πληροφορίες για την επίδραση του δρόμου διάδοσης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών αντλούνται από τις καταγραφές μικρότερων σεισμών από την περιοχή μελέτης. Οι μικροί σεισμοί πρέπει να παρουσιάζουν παρόμοιο μηχανισμό γένεσης και δρόμο διάδοσης με το μεγάλο σεισμό, έτσι ώστε να μπορούν οι καταγραφές τους να χρησιμοποιηθούν ως εμπειρικές συναρτήσεις Green. Με τον τρόπο αυτόν αποφεύγονται οι πολύπλοκοι μαθηματικοί υπολογισμοί των αντίστοιχων θεωρητικών συναρτήσεων.

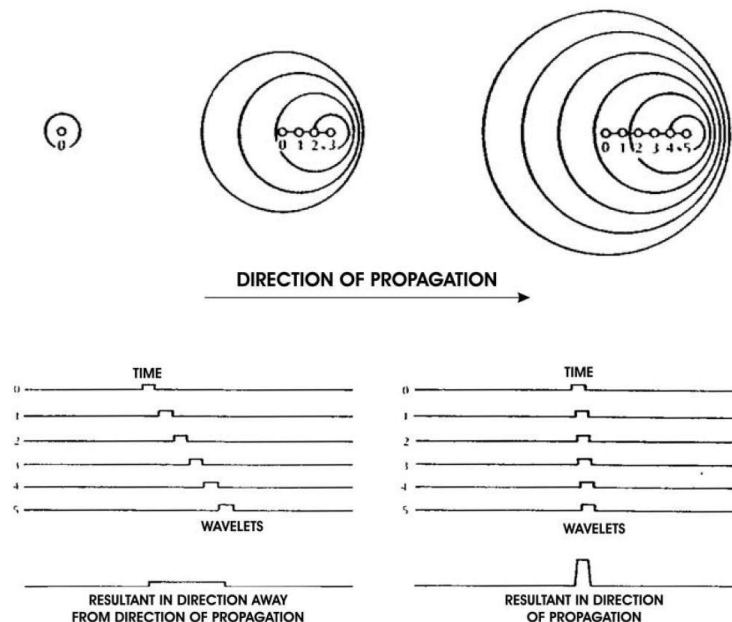
1.7 Κατευθυντικότητα της διάρρηξης

Σε περίπτωση που η χρονική μεταβολή της μετακίνησης στο κοντινό πεδίο σημειακής σεισμικής πηγής μπορεί να περιγραφεί από μια συνάρτηση γραμμικής αναπήδησης (ramp function), η παράγωγός της που αντιστοιχεί στη μετάθεση στο μακρινό πεδίο λαμβάνει τη μορφή της τετραγωνικής συνάρτησης (Σχήμα 1-6). Η διάρκεια της τετραγωνικής συνάρτησης, τ_r , αντιστοιχεί στο χρόνο ανάδυσης (rise time) της πηγής. Η απλή αυτή αναπαράσταση των σεισμικών πηγών αναφέρεται συνήθως ως μοντέλο Haskell (1964) και σε περιπτώσεις σεισμών των οποίων οι πηγές μπορούν να θεωρηθούν σημειακές, θεωρείται ότι παρέχει ρεαλιστική περιγραφή της εδαφικής απόκρισης στο μακρινό πεδίο.



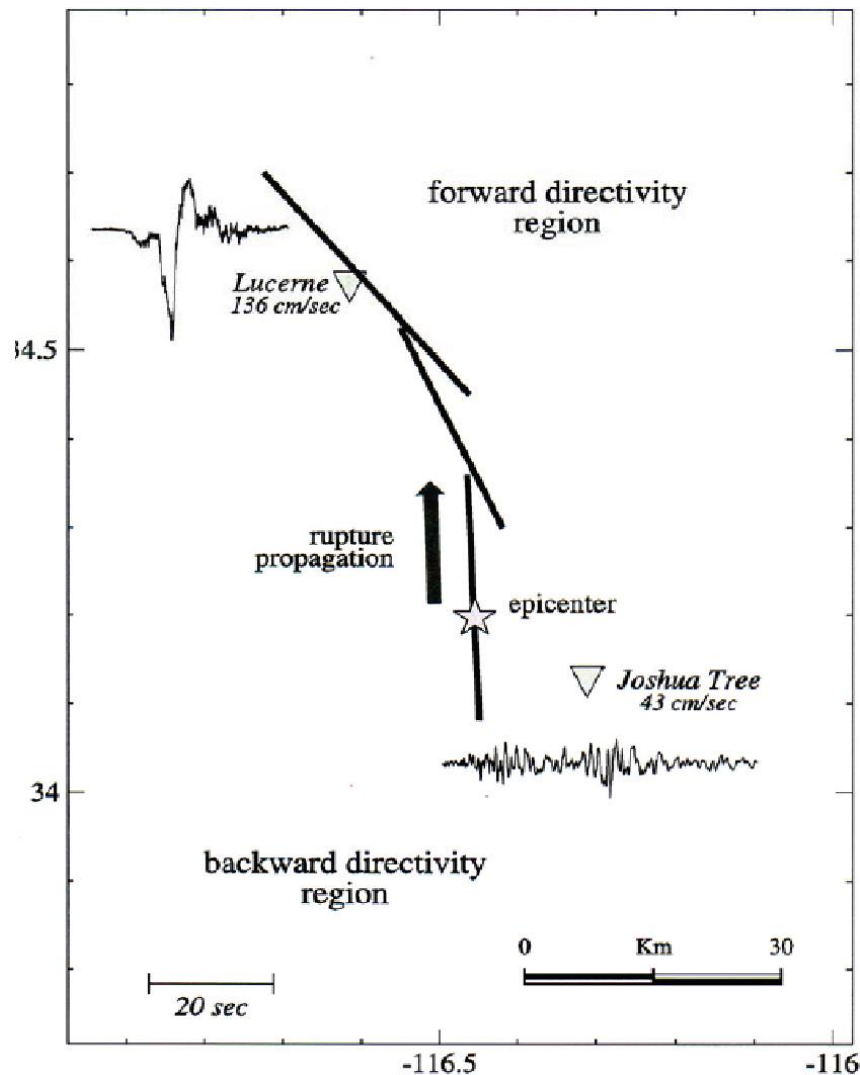
Σχήμα 1-6. Μοντέλο πηγής κατά Haskell. Η συνέλιξη δυο τετραγωνικών παλμών, τ_r και τ_c , δίνει τραπεζοειδές με χρόνο ανάδυσης, τ_r (Shearer, 1999).

Σε περιπτώσεις σημειακών σεισμικών πηγών, το πλάτος της τετραγωνικής συνάρτησης, μεταβάλλεται με το αζιμούθιο λόγω της επίδρασης του μοντέλου ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων. Αντίθετα με το πλάτος, η διάρκεια της συνάρτησης παραμένει σταθερή. Ωστόσο, στις περιπτώσεις πεπερασμένων διαρρήξεων που εμφανίζουν κατευθυντικότητα, παρατηρείται διαφοροποίηση τόσο των πλατών όσο και των διαρκειών των συναρτήσεων αυτών. Για τον συνυπολογισμό του αποτελέσματος της κατευθυντικότητας γίνεται χρήση της αρχής της γραμμικής υπέρθεσης ή επαλληλίας (linear superposition). Σύμφωνα με την αρχή αυτή, η συνολική απόκριση ενός ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων ισοδυναμεί με το άθροισμα των αποκρίσεων επιμέρους μικρότερων τμημάτων στα οποία διαιρείται το ρήγμα. Σε περίπτωση εκδήλωσης του φαινομένου της κατευθυντικότητας αναμένεται ότι η διάρκεια της κίνησης προς τη κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης θα είναι μικρότερη σε σχέση με την αντίστοιχη διάρκεια προς την αντίθετη κατεύθυνση (Σχήμα 1-7).



Σχήμα 1-7. Απεικόνιση του φαινομένου της κατευθυντικότητας της διάρρηξης. Το πλάτος των ακτινοβολούμενων κυμάτων αυξάνεται προς τη διεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης (δεξιά) και μειώνεται προς την αντίθετη κατεύθυνση (αριστερά). Αντίθετα, η διάρκεια της κίνησης είναι μικρότερη προς τη διεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης και μεγαλύτερη προς την αντίθετη κατεύθυνση (Singh, 1981).

Συνοπτικά το φαινόμενο της κατευθυντικότητας με πραγματικές καταγραφές εδαφικής επιτάχυνσης φαίνεται στο Σχήμα 1-8, στο οποίο παρατηρούνται οι παλμοί μικρής διάρκειας και μεγάλου εύρους καθώς και το φαινόμενο της ενισχυμένης επιτάχυνσης στην πρόσω κατευθυντικότητα (forward directivity), ενώ παλμοί μεγάλης διάρκειας και μικρού εύρους στην οπίσω κατευθυντικότητα (backward directivity).



Σχήμα 1-8. Επίδραση του φαινομένου της κατευθυντικότητας στις καταγραφές των σεισμικών παλμών εκατέρωθεν του ρήγματος (Somerville et al., 1997).

1.8 Μη γραμμική συμπεριφορά του εδάφους

Ως μη γραμμική συμπεριφορά του εδάφους, αναφέρεται η παρατηρούμενη μείωση της ενίσχυσης του πλάτους της σεισμικής κίνησης στην επιφάνεια καθώς αυτό αυξάνει στο βραχώδες υπόβαθρο. Το φαινόμενο αυτό θεωρείται ότι παρατηρείται σε χαλαρούς

σηματισμούς λόγω του αυξανόμενα υστερητικού χαρακτήρα που παρουσιάζει η σχέση τάσης-ανηγμένης παραμόρφωσης, καθώς αυξάνεται η επιβαλλόμενη τάση. Αντίθετα, σε χαμηλά επίπεδα τάσης, η σχέση έχει πρακτικά γραμμικό χαρακτήρα (Beresnev and Wen, 1996, Ishihara, 1996). Η ένταση του φαινομένου εξαρτάται από τις φυσικές ιδιότητες των εδαφών. Γενικά, όσο πιο μαλακός είναι ο εδαφικός σχηματισμός (κατά κανόνα μικρή ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων) τόσο μεγαλύτερη είναι η πιθανότητα αυτός να συμπεριφερθεί μη γραμμικά σε υψηλές τιμές της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Οι μέχρι σήμερα καταγραφές της ισχυρής σεισμικής κίνησης συγκλίνουν στο συμπέρασμα ότι το φαινόμενο της μη γραμμικής συμπεριφοράς των εδαφών γίνεται σημαντικό σε περιπτώσεις που οι εισερχόμενες στην εδαφική στήλη επιταχύνσεις είναι μεγαλύτερες από 400 cm/sec^2 (Lee et al., 2006). Το αποτέλεσμα του φαινομένου είναι μείωση του πλάτους της ενίσχυσης έως και 2-3 φορές σε σχέση με την ενίσχυση που παρουσιάζει το ίδιο έδαφος στην περίπτωση ασθενών σεισμικών κινήσεων (περίπτωση γραμμικής συμπεριφοράς). Στις προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης που διαπραγματεύεται αυτή η εργασία, το αποτέλεσμα της μη γραμμικής συμπεριφοράς του εδάφους αντιμετωπίζεται κατά κανόνα ως ξεχωριστό πρόβλημα. Το συνθετικό φάσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης, όπως και οι συνθετικές χρονοϊστορίες υπολογίζονται υπό την υπόθεση της γραμμικής συμπεριφοράς του εδάφους. Βέβαια, υπάρχουν κατάλληλοι συντελεστές είτε εμπειρικοί είτε αναλυτικοί (Borcherdt, 1996, Abrahamson and Silva, 1997) με τους οποίους πολλαπλασιάζεται το συνθετικό αποτέλεσμα που εξήγαμε, για τον συνυπολογισμό πιθανών μη γραμμικών φαινομένων.

1.9 Σχέσεις πρόβλεψης της ισχυρής εδαφικής κίνησης

Η σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται στον σεισμογόνο χώρο διαχέεται στον χώρο με τη μορφή σεισμικών κυμάτων. Όσο απομακρυνόμαστε από την πηγή, δηλαδή όσο αυξάνεται η επικεντρική απόσταση, τόσο μειώνεται η ένταση του σεισμικού κραδασμού.

Η μείωση αυτή οφείλεται στην απόσβεση του πλάτους λόγω της απόστασης της συγκεκριμένης θέσης από την πηγή, έχει δε καθοριστική σημασία στην ένταση του σεισμικού κραδασμού που θα πλήξει τη συγκεκριμένη θέση. Οι τρεις παράγοντες (πηγή, δρόμος διάδοσης, τοπικές εδαφικές συνθήκες) χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό εμπειρικών σχέσεων της μορφής της εξίσωσης (1.11), με την οποία είναι δυνατόν να εκτιμηθούν βασικές παράμετροι της ισχυρής εδαφικής κίνησης, που είναι το μέγιστο πλάτος (επιτάχυνσης, ταχύτητας, μετακίνησης) και οι αντίστοιχες φασματικές τιμές.

$$Y = f(M, R, S) \quad (1.11)$$

όπου Y η παράμετρος της εδαφικής κίνησης, M το μέγεθος του σεισμού και γενικά η επιρροή της πηγής, R η επικεντρική απόσταση και S η παράμετρος που περιγράφει την επιρροή των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Για το φάσμα πλάτους Fourier έχουν επίσης προταθεί εμπειρικές σχέσεις που βασίζονται στις τρεις παραπάνω παραμέτρους, με τη συνδρομή όμως και άλλων, όπως είναι η γωνιακή συχνότητα f_c , η συχνότητα αποκοπής f_{max} και ο συντελεστής ποιότητας Q , ο οποίος εκφράζει τη συνολική απόσβεση υλικού μέσου και τη γεωμετρική απόσβεση σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Όλες οι σχέσεις είναι εμπειρικές διότι προκύπτουν από τη στατιστική επεξεργασία καταγραφών της ισχυρής εδαφικής κίνησης, δηλαδή τα επιταχυνσιογραφήματα. Αναφέρονται ως σχέσεις εκτίμησης της εδαφικής κίνησης – ΣΕΕΚ (Ground Motion Prediction Equations – GMPEs). Η σχέση (1.12) που τελικά χρησιμοποιήθηκε στην εργασία αυτή, είναι αυτή του Skarlatoudis et al., (2004), η οποία ισχύει για μεγέθη $3.0 \leq M \leq 5.0$ και αποστάσεις $3 \leq R \leq 40$:

$$\log PGA \left(\frac{cm}{sec^2} \right) = 1.24 + 0.33M - 1.20 \log(R + 6) \pm 0.34 \quad (1.12)$$

όπου M το μέγεθος του σεισμού και R η επικεντρική απόσταση.

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η μεθοδολογία η οποία ακολουθήθηκε, βασίζεται στη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green (Irikura, 1983). Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται περιγραφή των συναρτήσεων Green καθώς και της μεθόδου προσομοίωσης της ισχυρής εδαφικής κίνησης με τις συναρτήσεις αυτές. Επίσης, περιγράφεται με λεπτομέρειες η τροποποιημένη μεθοδολογία που προτείνεται στο πλαίσιο της εργασίας, διακεκριμένη σε βήματα.

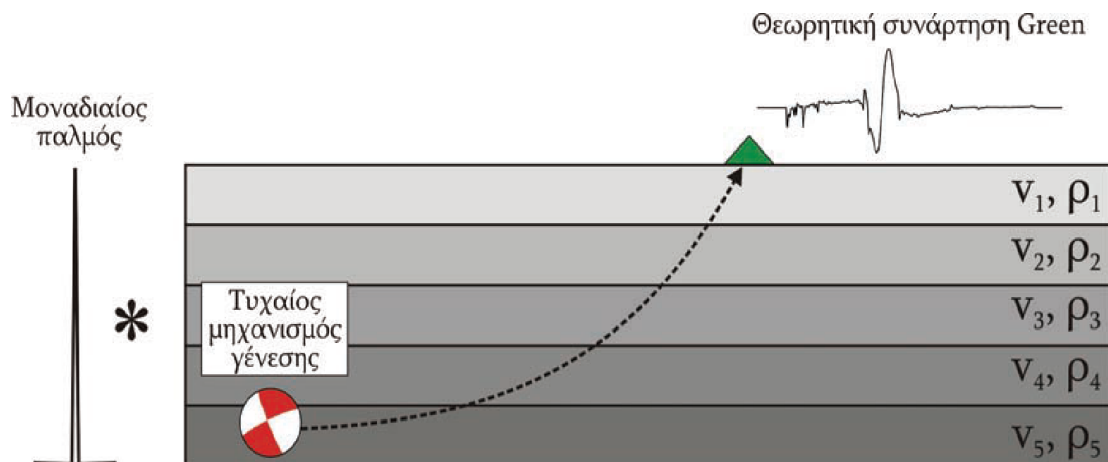
2.1 Συναρτήσεις Green (Green 's Functions)

Η εξίσωση η οποία περιγράφει τη μετακίνηση του υλικού σημείου σε συγκεκριμένη απόσταση, x , από την πηγή σε συνάρτηση με το χρόνο, t , είναι:

$$U_n(x, t) = I(t) * s(t) * \sum_{i=1}^5 (m_i \cdot G_{in}(t)) \quad (2.1)$$

όπου $I(t)$ είναι η απόκριση του οργάνου καταγραφής, $s(t)$ είναι η χρονική συνάρτηση της πηγής (Source Time Function), n είναι το κάθε υλικό σημείο με τιμές από 1 έως n , m_i οι συνιστώσες του τανυστή σεισμικής ροπής και G_{in} οι συναρτήσεις Green (Green's Functions). Στη σχέση (2.1) τα στοιχεία του τανυστή είναι πέντε ($m_1 = M_{11}$, $m_2 = M_{22}$, $m_3 = M_{12}$, $m_4 = M_{13}$, $m_5 = M_{23}$) γιατί θεωρούμε ότι δεν εφαρμόζεται στην πηγή ισότροπη συνιστώσα, [δηλαδή $m_6 = M_{33} = -(M_{11} + M_{22})$, isotropic component] αλλά μόνο αποκλίνουσα (deviatoric component). Η συνάρτηση Green που περιγράφει την επίδραση του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από την πηγή μέχρι τη θέση καταγραφής, εμπεριέχει τόσο την ελαστική, $[e(t)]$, όσο και την ανελαστική, $[q(t)]$, συνιστώσα της επίδρασης του δρόμου διάδοσης στα σεισμικά κύματα. Επομένως, η συνάρτηση Green αποτελεί τη συνέλιξη $G(t) = e(t) * q(t)$. Η συνάρτηση Green περιγράφει το σήμα που θα έφθανε και θα καταγραφόταν σε ορισμένη θέση, αν η χρονική συνάρτηση της πηγής ήταν μια συνάρτηση δέλτα (μοναδιαίος παλμός) (Σχήμα 2-1). Η συνάρτηση

δέλτα $\delta(t)$, η οποία είναι συγκεντρωμένη στο σημείο $t=0$ ορίζεται από τις σχέσεις: $\delta(t)=0$ για $t \neq 0$ και $\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t)dt = 1$.



Σχήμα 2-1. Σχηματική αναπαράσταση της συνάρτησης Green, όπου v_i οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων στα διάφορα στρώματα του μέσου διάδοσης και ρ , η πυκνότητα του μέσου.

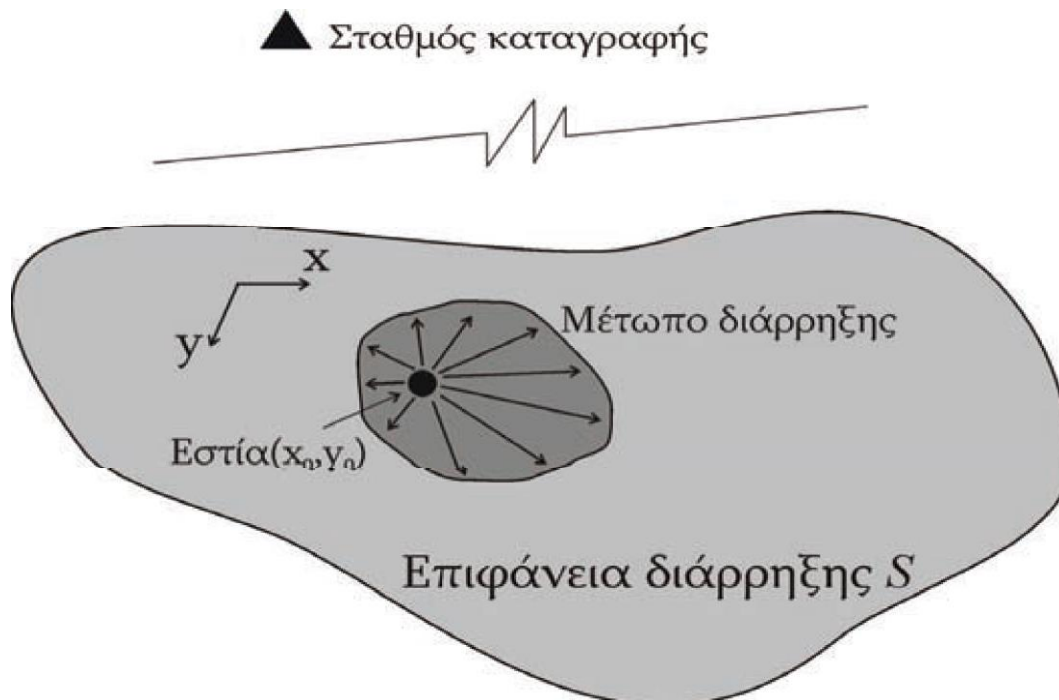
Όπως προκύπτει και από το Σχήμα 2-1, προκειμένου να υπολογιστεί μια θεωρητική συνάρτηση Green, θα πρέπει να είναι γνωστό το μοντέλο ταχυτήτων και πυκνοτήτων υλικού της περιοχής ενδιαφέροντος. Σε ότι αφορά τη σεισμική πηγή, οποιοσδήποτε μηχανισμός γένεσης μπορεί να περιγραφεί από συγκεκριμένο συνδυασμό των στοιχείων του τανυστή σεισμικής ροπής. Οπότε, σύμφωνα πάντοτε με τη σχέση (2.1), αν υπολογιστούν οι θεωρητικές συναρτήσεις Green και για συγκεκριμένο μηχανισμό γένεσης η απόκριση του μέσου διάδοσης (η δομή της Γης) μπορεί να περιγραφεί πλήρως από έναν γραμμικό συνδυασμό συναρτήσεων Green. Ο ρεαλιστικός χαρακτήρας ενός τέτοιου υπολογισμού, εκτός της δυσκολίας που παρουσιάζει λόγω των πολύπλοκων μαθηματικών υπολογισμών, καθορίζεται από το βαθμό στον οποίο είναι γνωστό το μοντέλο ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων, οπότε δεν είναι πάντοτε εφικτός σε περιοχές με πολύπλοκα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά και δομή.

2.2 Μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green

Η αντιστροφή των σεισμικών καταγραφών για τον προσδιορισμό της χωροχρονικής κατανομής της ολίσθησης πάνω στο σεισμογόνο ρήγμα έχει γίνει ένα από τα βασικά εργαλεία για την κατανόηση της διαδικασίας διάρρηξης ενός σεισμού. Όμως, όπως προαναφέρθηκε, για την εφαρμογή τέτοιων μεθόδων είναι απαραίτητη η καλή γνώση του μοντέλου ταχυτήτων ανάμεσα στη σεισμική πηγή και τους σταθμούς καταγραφής, ώστε να κατασκευαστούν οι θεωρητικές συναρτήσεις Green οι οποίες χρησιμοποιούνται στην αντιστροφή. Υπάρχουν όμως περιπτώσεις όπου τέτοιες μέθοδοι αποτυγχάνουν να ερμηνεύσουν με ακρίβεια τα χαρακτηριστικά της διάρρηξης όπως, για παράδειγμα, όταν το μοντέλο ταχυτήτων δεν είναι αρκετά καλά γνωστό και όταν υπάρχει αβεβαιότητα στον υπολογισμό της απόσβεσης και της γεωμετρικής διασποράς των σεισμικών κυμάτων. Ένας τρόπος παράκαμψης, σε σημαντικό βαθμό, των προβλημάτων αυτών είναι η εφαρμογή της μεθόδου των εμπειρικών συναρτήσεων Green, δηλαδή η χρήση των κυματομορφών μικρότερων σεισμών, όπως είναι οι μετασεισμοί ή προσεισμοί ενός κύριου σεισμού, στη θέση των θεωρητικών συναρτήσεων Green. Για να εφαρμοστεί η μέθοδος, απαιτείται να πληρούνται κάποιες προϋποθέσεις, όπως: (α) ο κύριος προς προσομοίωση σεισμός με τον μετασεισμό που θα χρησιμοποιηθεί ως εμπειρική συνάρτηση Green να έχουν παρόμοιο επίκεντρο και εστιακό βάθος. (β) Να έχουν παρόμοιο μηχανισμό γένεσης και η χρονική συνάρτηση της πηγής του μικρού σεισμού να έχει μικρή διάρκεια σε σχέση με αυτήν του κύριου σεισμού ώστε να μπορεί να θεωρηθεί ως μοναδιαίος παλμός. Μια πρώτη ένδειξη της ισχύος των παραπάνω αν και όχι πάντα επαρκής, είναι ότι σε κάθε σταθμό, αφού έχει εφαρμοστεί το ανάλογο ζωνοπερατό φίλτρο, η κυματομορφή του κύριου σεισμού να μοιάζει οπτικά με αυτήν του μετασεισμού μετά από απλό πολλαπλασιασμό των πλατών του δεύτερου. Φυσικά, για την επιτυχή εφαρμογή της μεθόδου, θα πρέπει ακόμα οι δύο σεισμοί να έχουν καταγραφεί σε κοινούς

σταθμούς που να παρέχουν ικανοποιητική αξιμουθιακή κάλυψη της επικεντρικής περιοχής.

Η βασική θεωρία στην οποία στηρίζεται η μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green προτάθηκε από τον Hartzell (1978). Έστω σημείο (x, y) στην επιφάνεια ρήγματος όπως φαίνεται στο Σχήμα 2-2.



Σχήμα 2-2. Απλοποιημένη γεωμετρία ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων.

Η μετακίνηση, $U_M^i(t)$, στη θέση ενός σταθμού καταγραφής δίνεται από τη σχέση:

$$U_M^i(t) = \iint_S u^i(x, y, t) dS \quad (2.2)$$

όπου $u^i(x, y, t)$ είναι η μετακίνηση στον i -οστό σταθμό εξαιτίας της διάρρηξης στο σημείο (x, y) του ρήγματος, ενώ S είναι η συνολική επιφάνεια που έχει διαρραγεί (Hartzell and Heaton, 1985). Ο δείκτης M στην ποσότητα $U_M^i(t)$ υποδηλώνει τον μεγάλο, υπο προσομοίωση σεισμό (Mainshock). Αν θεωρήσουμε ακόμα ότι ο μηχανισμός γένεσης είναι αντιπροσωπευτικός, παραμένει σταθερός για όλη την έκταση της επιφάνειας του ρήγματος, τότε η σχέση (2.2) μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$U_M^i(t) = \iint_S (D_M(x, y, t) * G^i(x, y, t)) dS \quad (2.3)$$

όπου $D_M(x, y, t)$ είναι η συνάρτηση της χωρο-χρονικής κατανομής της ολίσθησης πάνω στο ρήγμα και $G^i(x, y, t)$ είναι η συνάρτηση Green για τον i -οστό σταθμό. Θεωρώντας ότι για ένα πολύ μικρό τμήμα του ρήγματος η συνάρτηση Green από το σημείο (x, y) είναι πρακτικά ίδια με τη συνάρτηση Green από το σημείο της εστίας (x_0, y_0) με μόνη διαφορά μια μικρή χρονική καθυστέρηση $T^i(x, y)$ (η οποία σχετίζεται με τη διαφορά των χρόνων διαδρομής των κύριων φάσεων, μεταξύ των δύο σημείων και του σταθμού καταγραφής), ισχύει:

$$G^i(x, y, t) \approx G^i(x_0, y_0, t) * \delta(t - T^i(x, y)) \quad (2.4)$$

Συνδυάζοντας τις σχέσεις (2.3) και (2.4), προκύπτει η εξής σχέση:

$$U_M^i(t) \approx \iint_S (D_M(x, y, t) * G^i(x_0, y_0, t) * \delta(t - T^i(x, y))) dS \quad (2.5)$$

$$\approx \iint_S D_M[x_0, y_0, t - T^i(x, y)] * G^i(x_0, y_0, t) dS \quad (2.6)$$

η οποία μπορεί να γραφεί πιο απλοποιημένα ως:

$$U_M^i(t) \approx G^i(x_0, y_0, t) * F_M^i(t) \quad (2.7)$$

όπου $F_M^i(t)$ είναι η χρονική συνάρτηση της πηγής στον i -οστό σταθμό η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$F_M^i(t) \equiv \iint_S D_M[x_0, y_0, t - T^i(x, y)] dS \quad (2.8)$$

Η συνολική χρονική συνάρτηση της πηγής του κύριου σεισμού είναι:

$$P_M \approx \int F_M^i(t) dt \quad (2.9)$$

Αν θεωρήσουμε ότι η χρονική συνάρτηση της πηγής του μετασεισμού (οι σχετικές ποσότητες σημειώνονται στη συνέχεια με δείκτη A-Aftershock) είναι αρκετά μικρής διάρκειας ώστε να μπορεί να προσομοιωθεί με μια συνάρτηση δέλτα, δ , σε σχέση με τη συνάρτηση P_M του κύριου σεισμού τότε:

$$U_A^i(t) \approx P_A G^i(x_0, y_0, t) \quad (2.10)$$

$$U_M^i(t) \approx \left[\frac{1}{P_A} \right] U_A^i(t) * F_M^i(t) \quad (2.11)$$

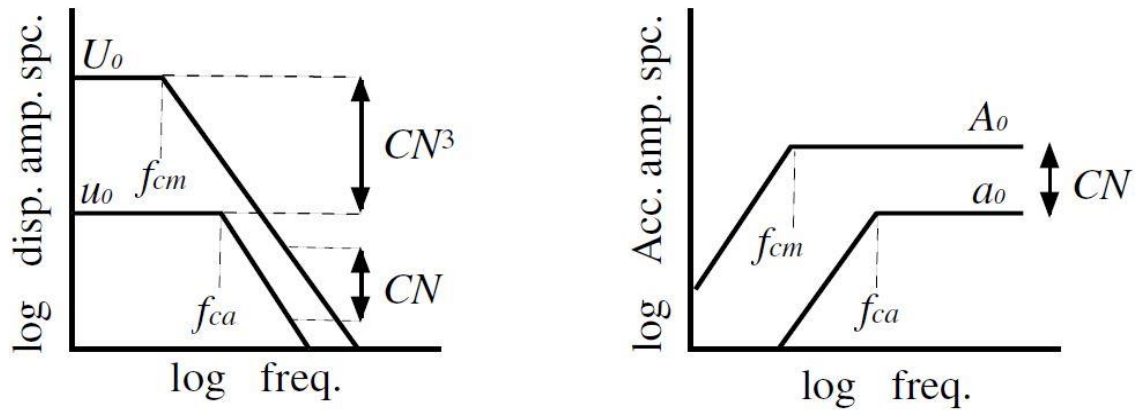
Σύμφωνα με τη σχέση (2.11) μπορούμε, με αποσυνέλιξη του μετασεισμού από τον κύριο σεισμό, να υπολογίσουμε τη συνάρτηση της χρονικής πηγής του κυρίως σεισμού. Η μέθοδος αυτή βελτιώθηκε από τον Irikura (1983, 1986), σε συγκεκριμένα σημεία και η τροποποιημένη έκδοση είναι αυτή που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία για όλες τις προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Πιο συγκεκριμένα, οι Irikura and Kamae (1994) εισήγαγαν την παράμετρο C, για την εξισορρόπηση της πτώσης τάσης των δύο σεισμών, του μεγάλου σεισμού που θα προσομοιωθεί και του μικρού σεισμού που θα χρησιμοποιηθεί ως εμπειρική συνάρτηση Green. Έτσι λοιπόν οι παράμετροι C, N, όπου η N παράμετρος αναπαριστά τον αριθμό των μικρότερων τμημάτων (N x N) με διαστάσεις (l, w) στα οποία θα χωριστεί η επιφάνεια του ρήγματος, αποτελούν τις δύο βασικές παραμέτρους εισόδου στον κώδικα προσομοίωσης, οι οποίες είναι ελεύθερες και για αυτόν τον λόγο απαιτείται να βαθμονομηθούν. Η μεθοδολογία που προτάθηκε για την εύρεση των καταλληλότερων τιμών για τις δυο αυτές παραμέτρους, βασίζεται στις εξισώσεις (2.12) και (2.13) (Irikura and Kamae, 1994):

$$\frac{U_0}{u_0} = \frac{M_0}{m_0} = CN^3 \quad (2.12)$$

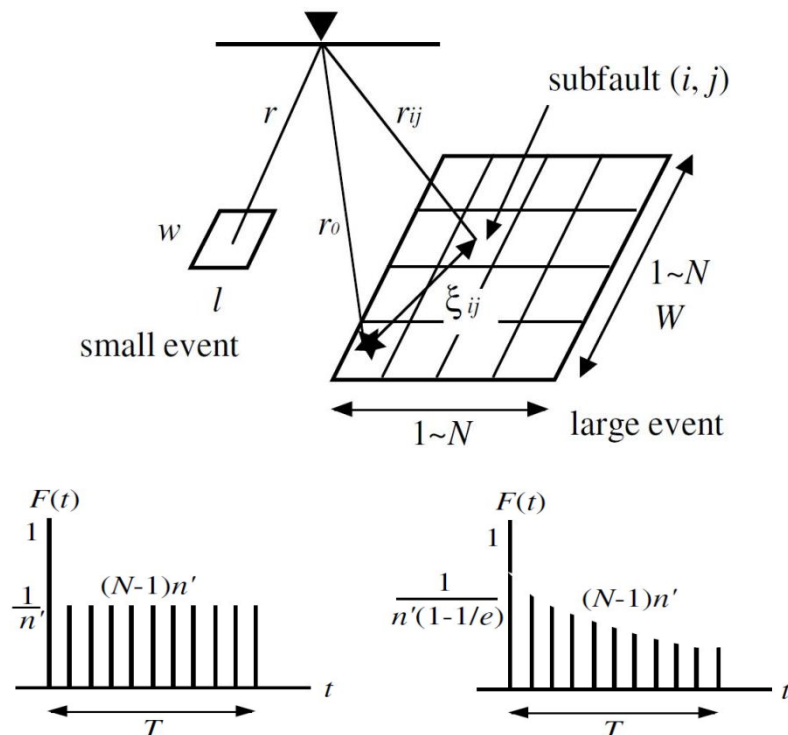
$$\frac{A_0}{a_0} = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{\frac{1}{3}} = CN \quad (2.13)$$

Στις παραπάνω εξισώσεις, U_0 , u_0 , A_0 , a_0 , είναι τα επίπεδα τμήματα των φασμάτων Fourier της μετακίνησης και της επιτάχυνσης αντίστοιχα για τον μεγάλο (κεφαλαία) και τον μικρό σεισμό (μικρά) και M_0 , m_0 , είναι οι σεισμικές ροπές για τον κύριο σεισμό και τον μετασεισμό αντίστοιχα. Στο Σχήμα 2-3 παριστάνονται γραφικά τα φάσματα μετακίνησης και επιτάχυνσης του υπό προσομοίωση σεισμού και της εμπειρικής

συνάρτησης Green και σημειώνονται οι ποσότητες που χρειάζεται να μετρηθούν προκειμένου να προσδιοριστούν οι τιμές των παραμέτρων C και N .



Σχήμα 2-3. Φάσματα Fourier μετακίνησης (αριστερά) και επιτάχυνσης (δεξιά) του υπό προσομοίωση σεισμού (U_0 , A_0) και της εμπειρικής συνάρτησης Green (u_0 , a_0). Σημειώνονται οι ποσότητες (συναρτήσεις των παραμέτρων C , N) που μετρούνται για την κλιμάκωση των φασμάτων της εμπειρικής συνάρτησης στο επίπεδο των φασμάτων του υπό προσομοίωση σεισμού (Irikura, 1986).



Σχήμα 2-4. Παράμετροι του ρήγματος που χρησιμοποιούνται για την μέθοδο EGF (επάνω) και η συνάρτηση φιλτραρίσματος (κάτω) (Irikura et al., 1997).

Γνωρίζοντας τις τιμές των παραμέτρων C και N, η κυματομορφή του μεγάλου σεισμού, μπορεί να αναπαρασταθεί ως ένα άθροισμα πολλών «επαναλήψεων» του μικρού σεισμού

(EGF), σύμφωνα με τις σχέσεις (Irikura et al., 1997):

$$U(t) = C \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} F(t - t_{ij}) * u(t) \quad (2.14)$$

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_0}{\beta} + \frac{\xi_{ij}}{V_R} \quad (2.15)$$

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'(1-\frac{1}{e})} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left\{ \frac{1}{\frac{(k-1)}{e^{(N-1)n'}}} \delta \left[t - t_{ij} \frac{(k-1)T}{(N-1)n'} \right] \right\} \quad (2.16)$$

όπου r , r_{ij} , r_0 , είναι η απόσταση από το σημείο παρατήρησης μέχρι το υπόκεντρο του μικρού σεισμού (με διαστάσεις l , w), η απόσταση από το σημείο παρατήρησης μέχρι το κέντρο (i, j) ενός μικρού τμήματος στην επιφάνεια του ρήγματος και η απόσταση του σημείου παρατήρησης από το σημείο έναρξης της διάρρηξης αντίστοιχα. ξ_{ij} είναι η απόσταση μεταξύ του σημείου έναρξης της διάρρηξης και του κέντρου (i, j) κάθε τμήματος του ρήγματος, β είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων, V_R η ταχύτητα διάρρηξης, $F(t)$ είναι η συνάρτηση φιλτραρίσματος, T ο χρόνος ανάδυσης για τον μεγάλο σεισμό (κύριος σεισμός) και n' είναι ακέραιος αριθμός, κατάλληλος για να ελαχιστοποιηθεί το φαινόμενο εισαγωγής τεχνητών περιόδων στις συνθετικές καταγραφές. Στο Σχήμα 2-4 παρουσιάζονται γραφικά οι διάφορες παράμετροι που υπεισέρχονται στις παραπάνω σχέσεις, καθώς και η συνάρτηση $F(t)$.

Με εφαρμογή της μεθόδου που περιγράφηκε παράγονται συνθετικές καταγραφές της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Για να μπορεί, ωστόσο, να εφαρμοστεί η μέθοδος, απαραίτητη προϋπόθεση είναι η ύπαρξη καταγραφής στη θέση ενδιαφέροντος μικρού σεισμού κατάλληλου να χρησιμοποιηθεί ως EGF. Οι περιπτώσεις των θέσεων όπου εκτός από τις καταγραφές των EGF υπάρχουν και καταγραφές του υπό προσομοίωση σεισμού,

μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να βαθμονομηθούν οι ελεύθερες παράμετροι που χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου στον κώδικα προσομοίωσης (C, N). Για να γίνει κάτι τέτοιο θα πρέπει να ποσοτικοποιηθεί η ομοιότητα των συνθετικών καταγραφών με τις πραγματικές, χρησιμοποιώντας διάφορες παραμέτρους αξιολόγησης. Οι παράμετροι αξιολόγησης των αποτελεσμάτων της μεθόδου που υιοθετήθηκαν στην παρούσα εργασία είναι:

1) ο συντελεστής συσχέτισης (correlation factor) (Irikura, 1983):

$$Cor = \int_0^T f(t')g(t-t')dt' / \sqrt{\int_0^T f^2(t)dt \int_0^T g^2(t)dt} \quad (2.17)$$

όπου f , g είναι το συνθετικό και το παρατηρούμενο σεισμόγραμμα αντίστοιχα, T είναι η χρησιμοποιούμενη διάρκεια των καταγραφών στον κώδικα προσομοίωσης, t και t' είναι το σημείο τέλους και το σημείο έναρξης αντίστοιχα, του τμήματος της χρονοϊστορίας που χρησιμοποιείται.

2) τα υπόλοιπα (Res, residuals) που υπολογίζονται από τη σχέση (Irikura, 1983):

$$Res = \int_0^T (f - g)^2 dt / \sqrt{\int_0^T f^2 dt \int_0^T g^2 dt} \quad (2.18)$$

3) ο λόγος των πλατών, $AmpRa$, συνθετικού και υπό προσομοίωση φάσματος (Irikura, 1983):

$$AmpRa = \sqrt{\int_0^T f^2 dt / \int_0^T g^2 dt} \quad (2.19)$$

4) μια ποσότητα που προτείνεται στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας, συμβολίζεται με $Cdisp$ και υπολογίζονται από τις σχέσεις:

$$Cdisp = \frac{\frac{Cor}{Res}}{AmpRa} \quad AmpRa > 1 \quad (2.20\alpha)$$

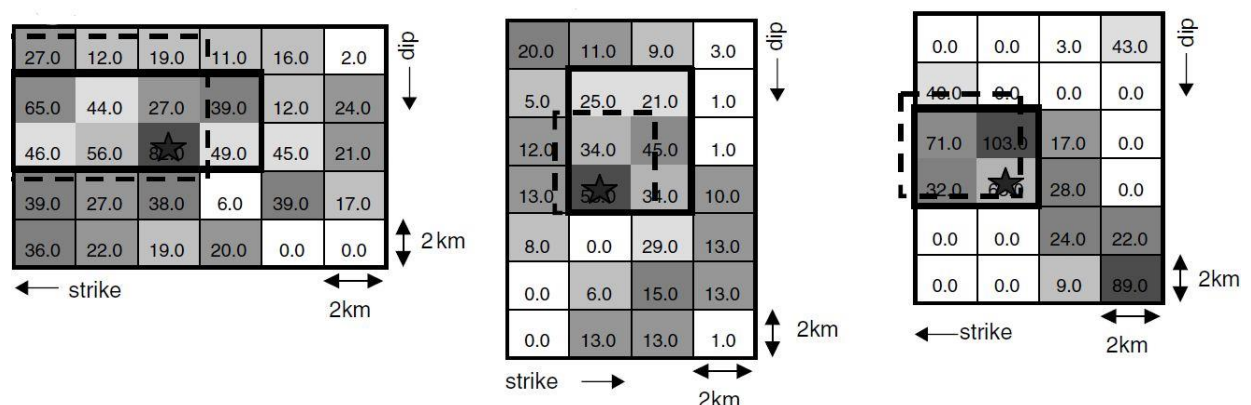
$$Cdisp = \frac{Cor}{Res} AmpRa \quad AmpRa < 1 \quad (2.20\beta)$$

Ο υπολογισμός της *C_ddisp* συνδυάζει τις σχέσεις (2.17 – 2.19) που έχουν προταθεί από τον Irikura (1983) και δεν βασίζεται απλώς στις τιμές αυτών προσκτώμενες από τις προσομοιώσεις, αλλά δίνει βαρύτητα σε κάθε σχέση ανάλογα με τον λόγο των πλατών (σχέση 2.19), μεταξύ των παρατηρούμενων και των συνθετικών κυματομορφών.

2.3 Συνυπολογισμός Μοντέλου Ανομοιογενούς Κατανομής της Ολίσθησης στη Μέθοδο των Εμπειρικών Συναρτήσεων Green

Η μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης μπορεί να εφαρμοστεί είτε θεωρώντας ομοιογενή κατανομή της ολίσθησης στο μοντέλο ρήγματος που θα υιοθετηθεί, είτε εισάγοντας μια ανομοιογενή κατανομή ολίσθησης. Σε κάθε περίπτωση έχει αποδειχθεί ότι η κατανομή της ολίσθησης παίζει σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των συνθετικών κινήσεων και υπερεκτίμηση της διαρρηγμένης επιφάνειας μπορεί να οδηγήσει σε υποεκτίμηση των συνθετικών πλατών και αντίστροφα. Μία πολύ σημαντική βελτίωση στη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green, η οποία και λήφθηκε υπόψη στις προσομοιώσεις της παρούσας εργασίας, προτάθηκε από τους Miyake et al. (2003) και αφορά στη χρήση μικρότερης επιφάνειας του ρήγματος, από τη συνολικά διαρρηγμένη. Συγκεκριμένα, στις προσομοιώσεις που γίνονταν πριν από την παραπάνω βελτίωση δεν λαμβανόταν υπόψη το γεγονός ότι υπάρχουν τμήματα στη διαρρηγμένη επιφάνεια ενός ρήγματος στα οποία η ολίσθηση είναι ελάχιστη έως και πρακτικά ανύπαρκτη. Τα τμήματα αυτά είναι ενδεχομένως σημαντικά για τον υπολογισμό της συνολικής ολίσθησης και της σεισμικής ροπής ενός σεισμού, αλλά συμβάλουν ελάχιστα στη διαμόρφωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η τελευταία καθορίζεται από τις περιοχές συγκέντρωσης της ολίσθησης (slip patches), οι οποίες, κατά κανόνα, καταλαμβάνουν σημαντικά μικρότερη επιφάνεια απ' ότι η συνολική διάρρηξη. Η περιοχή που κατά κύριο λόγο ακτινοβολεί την ενέργεια που διαμορφώνει την ισχυρή σεισμική κίνηση καλείται από τους Miyake et al. (2003) SMGA

(Strong Motion Generation Area) και είναι αυτή που χρησιμοποιήθηκε στους υπολογισμούς της παρούσας εργασίας. Δηλαδή, στα δεδομένα εισόδου του κώδικα προσομοίωσης αντί της συνολικής επιφάνειας της διαρρηγμένης επιφάνειας λήφθηκε υπόψη μόνο η περιοχή εκείνη που αντιστοιχίστηκε με το μεγαλύτερο ποσοστό έκλυσης ενέργειας θεωρώντας ότι αυτή ταυτίζεται με την περιοχή μέγιστης συγκέντρωσης της ολίσθησης. Παραδείγματα επιλογής της SMGA από προηγούμενες δημοσιεύσεις απεικονίζονται στο Σχήμα 2-5. Με τον προσδιορισμό του τμήματος της επιφάνειας του ρήγματος που εμπεριέχει το μεγαλύτερο ποσοστό έκλυσης της συνολικής ενέργειας του σεισμού, και σύμφωνα με τους Irikura and Kamae (1994) και τον Irikura (2017), επιτυγχάνεται καλύτερος προσδιορισμός της γεωμετρίας του σεισμικά ενεργού τμήματος του ρήγματος στο χώρο, αφού τα αποτελέσματα βελτιώνονται αισθητά σε σύγκριση με αυτά των προσομοιώσεων όταν χρησιμοποιείται ολόκληρη η επιφάνεια του ρήγματος, που εμπεριέχει και τμήματα της επιφάνειας του ρήγματος στα οποία η ολίσθηση ήταν ελάχιστη έως ανύπαρκτη.



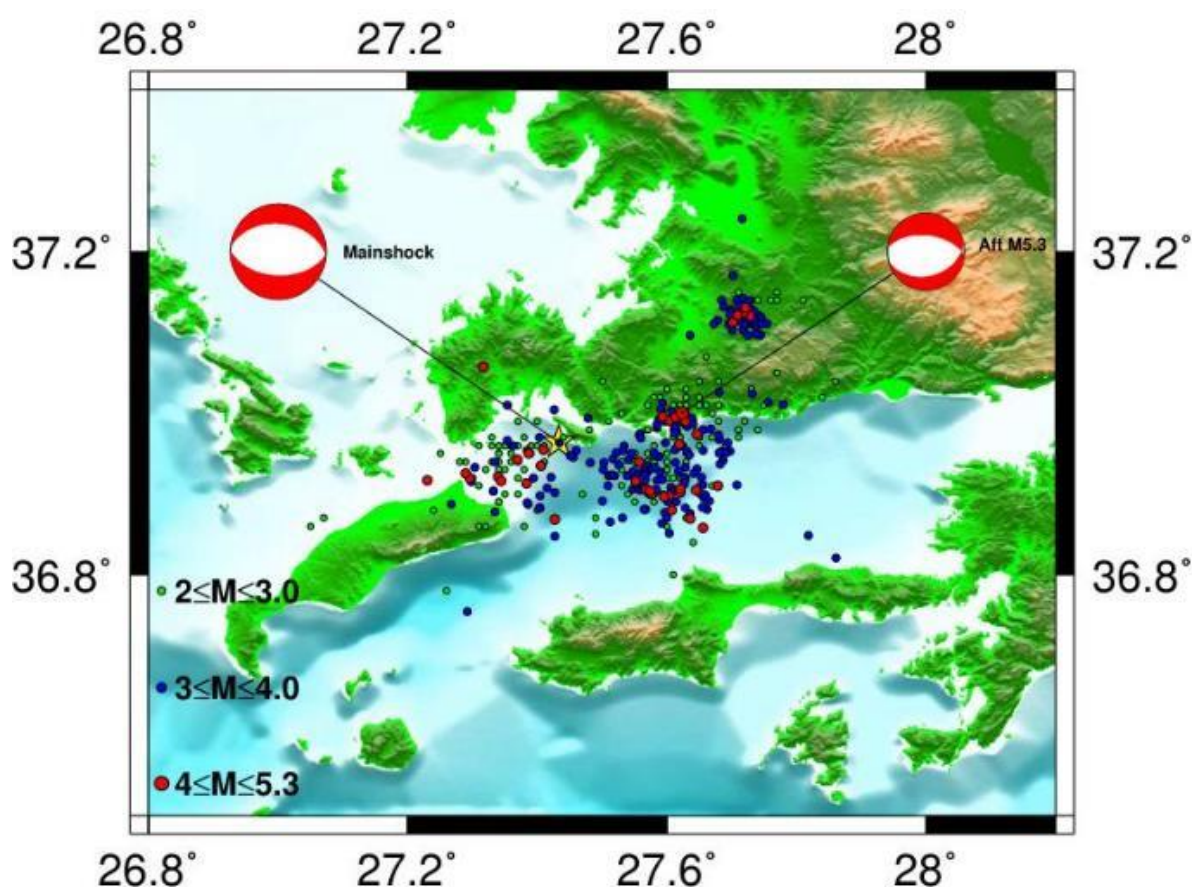
Σχήμα 2-5. Παραδείγματα προσδιορισμού υποπεριοχής της συνολικά διαρρηγμένης επιφάνειας ενός ρήγματος (SMGA; με έντονη μαύρη γραμμή). Οι αριθμοί εκφράζουν τα βάρη της ολίσθησης. Η SMGA είναι η περιοχή που θεωρείται ότι κατά κύριο λόγο ευθύνεται για τη διαμόρφωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης στην επιφάνεια του εδάφους (Miyake et al., 2003).

3 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΩ-ΑΔΙΚΑΡΝΑΣΣΟΥ

3.1 Ο σεισμός της 20ης Ιουλίου 2017

Ο σεισμός της 20^{ης} Ιουλίου 2017 (22:31 GMT) με $M=6.6$ που εκδηλώθηκε στον Κεραμικό κόλπο με βάθος περίπου 6km και με επίκεντρο πλησίον της βραχονησίδας Karaada (NA του Bodrum), προκάλεσε περιορισμένες βλάβες στο δομικό ιστό της πόλης της Κω. Οι κατασκευές οι οποίες δοκιμάσθηκαν από το σεισμό αυτόν είτε δεν είχαν παρουσιάσει βλάβες σε παλαιότερους σεισμούς είτε αυτές είχαν αποκατασταθεί. Η πόλη της Κω ανήκει στη ζώνη III του νέου αντισεισμικού κανονισμού (ΕΑΚ 2000), με σεισμική επιτάχυνση σχεδιασμού 0.24g. Ο σεισμός του 2017, έντασης VI-VII στην πόλη της Κω και VI στο Bodrum, έγινε αισθητός σε νησιά του κεντρικού Αιγαίου Πελάγους, στη Κρήτη, στις ακτές του Βορείου Αιγαίου, στη Κύπρο και ακολουθήθηκε από μια σειρά μετασεισμών με μεγέθη έως 5.3 (μεγαλύτερος μετασεισμός). Η κατανομή των epicέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας (NOA-IG) για τα παραπάνω επίκεντρα και για το χρονικό διάστημα 20.07.2017 - 31.10.2017 παρουσιάζεται στο Σχήμα 3-1. Το ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό είναι γνωστό ως ρήγμα του Κεραμικού, ένα κανονικό ρήγμα διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ (λόγω του εφελκυστικού πεδίου των τάσεων που επικρατούν στο Αιγαίο, διεύθυνσης Β-Ν), το οποίο είναι υπεύθυνο και για παλαιότερους σεισμούς με μεγέθη $5 \leq M \leq 5.9$ στο ανατολικό άκρο του κατά τη χρονική περίοδο 2004-2005. Υπάρχουν επίσης ιστορικά τρεις γνωστοί σεισμοί με $M \geq 6.0$, οι οποίοι σχετίζονται με το ρήγμα αυτό (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Ο πρώτος, μεγέθους $M=6.8$, έγινε στις 01.12.1869 και είχε μέγιστη ένταση $I_{MM} = IX$. Οι δύο άλλοι έγιναν το 1941 (23.05.1941, $M=6.0$, $I_{MM} = VII$ και 13.12.1941, $M=6.2$, $I_{MM} = VIII$). Οι βλάβες από τους σεισμούς αυτούς περιορίστηκαν κυρίως σε τούρκικες οικιστικές περιοχές στα παράλια ενώ δεν αναφέρθηκαν σημαντικές ζημιές σε ελληνικές πόλεις.

Στο Σχήμα 3-1 φαίνονται και οι μηχανισμοί γένεσης του κυρίως σεισμού της 20^{ης} Ιουλίου 2017 (NP1: Παράταξη: 265°, Γωνία κλίσης: 43°, Γωνία ολίσθησης: -102°, NP2: Παράταξη: 102°, Γωνία κλίσης: 48°, Γωνία ολίσθησης: -79°) και του μεγαλύτερου μετασεισμού του, όπως αυτοί προσδιορίστηκαν από το NOA-IG. Ενδεικτικά αναφέρεται και η λύση του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού της ακολουθίας του 2017 από το GCMT (NP1: Παράταξη: 275°, Γωνία κλίσης: 36°, Γωνία ολίσθησης: -85°, NP2: Παράταξη: 89°, Γωνία κλίσης: 54°, Γωνία ολίσθησης: -94°). Η εκδήλωση του μετασεισμού με $M=5.3$ έγινε στις 08.08.2017, ΑΒΑ του επικέντρου του κύριου σεισμού.

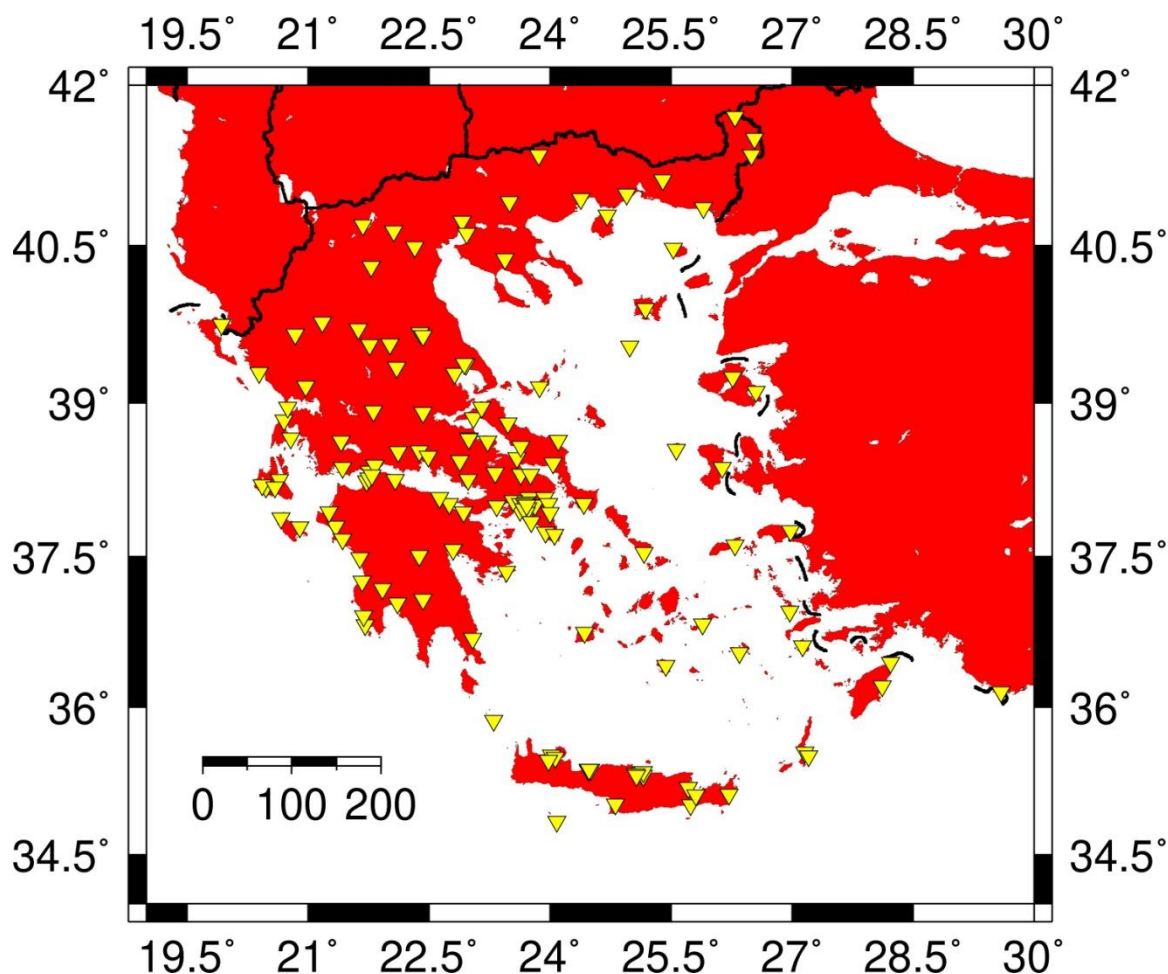


Σχήμα 3-1. Κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας της 20^{ης} Ιουλίου 2017. Με αστεροειδές σύμβολο σημειώνεται το επίκεντρο του κύριου σεισμού, ενώ απεικονίζονται και οι μηχανισμοί γένεσης του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού της ακολουθίας.

(<http://bbnet.gein.noa.gr/HL/seismicity/mts/revised-moment-tensors>).

3.2 Δεδομένα Εδαφικής Επιτάχυνσης

Στην ευρύτερη περιοχή του σεισμού του 2017 λειτουργούν διάφορα μόνιμα δίκτυα παρακολούθησης της εδαφικής κίνησης. Στην παρούσα εργασία έγινε χρήση δεδομένων μόνο από τα δίκτυα παρακολούθησης της εδαφικής επιτάχυνσης, δυο ελληνικά και ένα από την Τουρκία.



Σχήμα 3-2. Δίκτυο επιταχυνσιογράφων (CMG-5TDE) του NOA-IG.

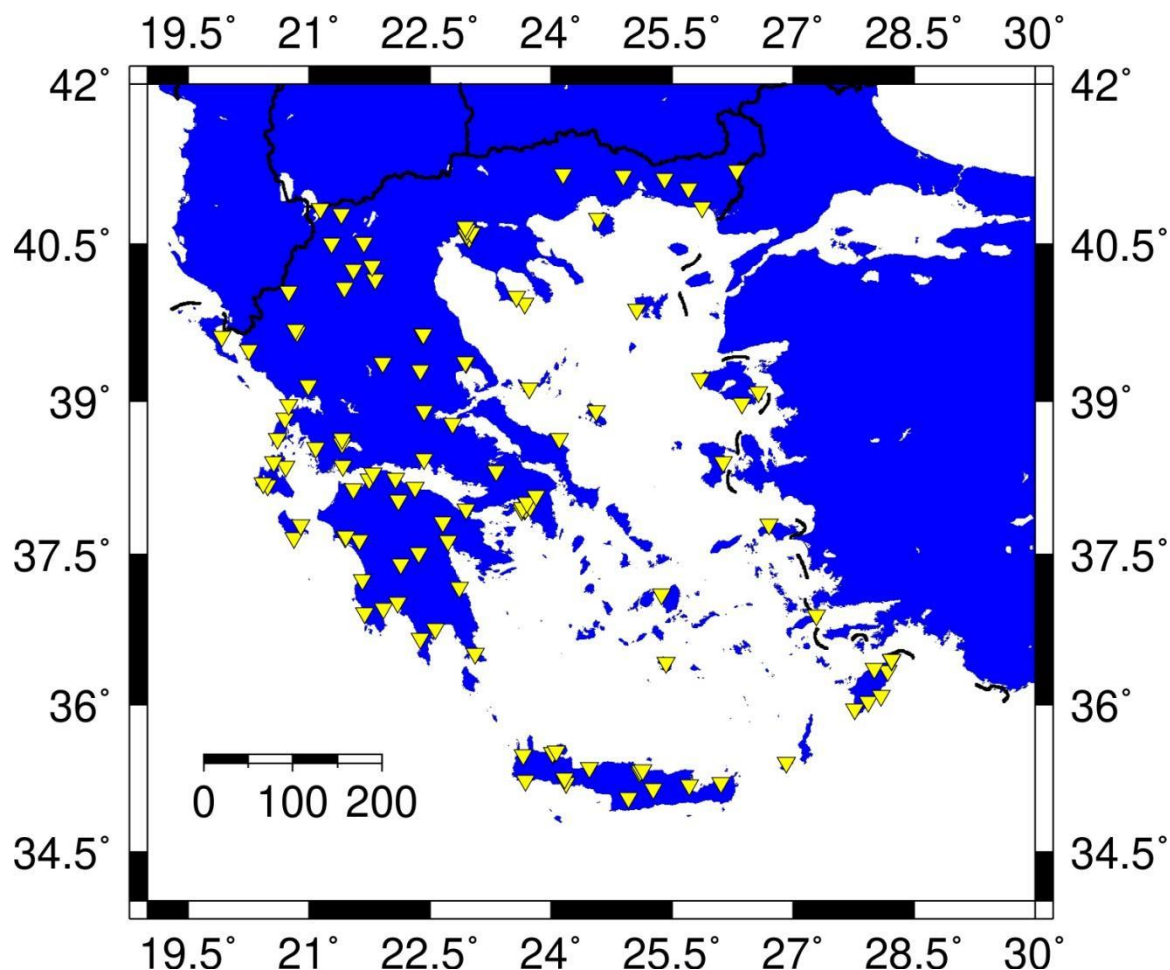
Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα σταθμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του ΕΑΑ (<http://eida.gein.noa.gr/webdc3/>), το οποίο κατέχει στο δίκτυό του περισσότερους από 80 επιταχυνσιογράφους τύπου CMG-5TDE (Σχήμα 3-2), και του δικτύου του ΙΤΣΑΚ (<http://www.itsak.gr/en/db/data>) (Σχήμα 3-3) με την πλειοψηφία των 230

επιταχυνσιογράφων του να είναι επίσης τύπου και CMG-5TDE (Guralp Systems Ltd).

Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το εθνικό δίκτυο AFAD

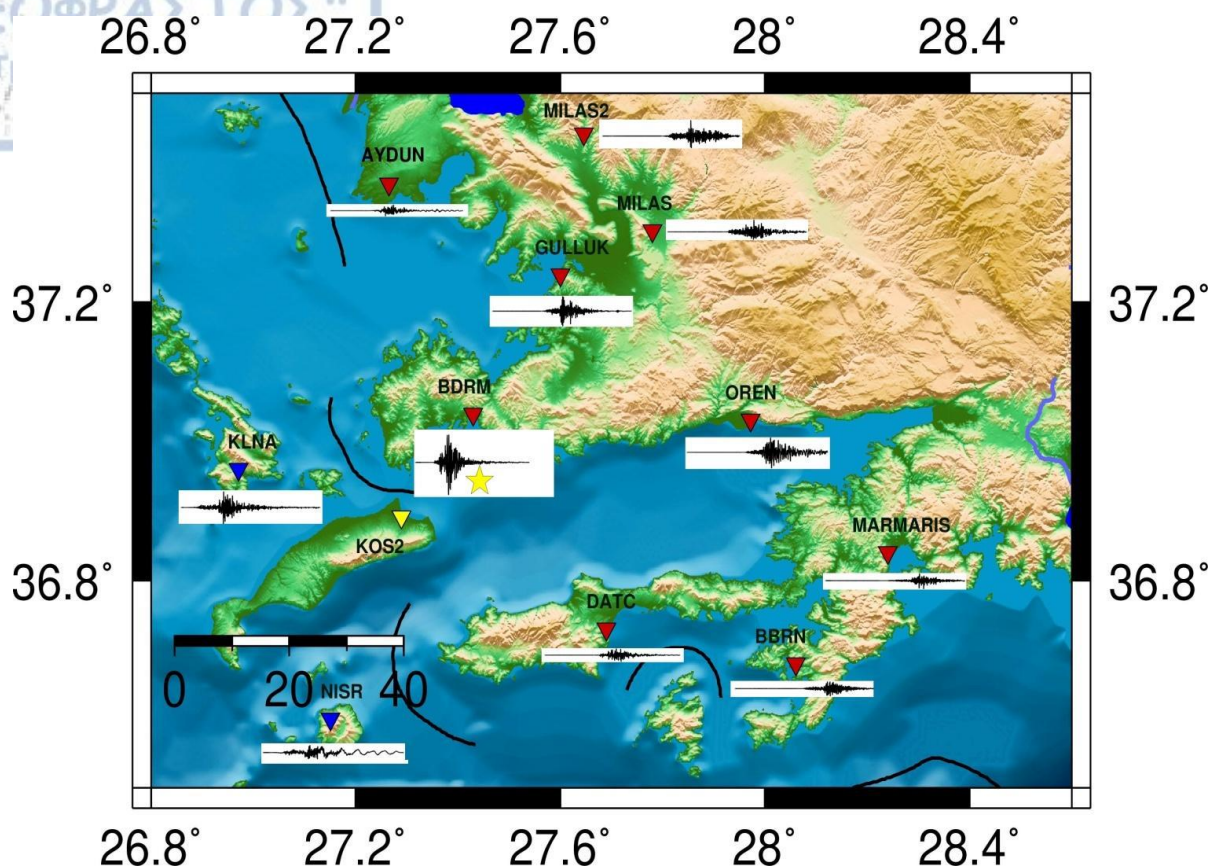
(http://kyhdata.deprem.gov.tr/2K/kyhdata_v4.php) της Τουρκίας, το οποίο κατέχει στη

διάθεση του 754 επιταχυνσιογράφους νέας γενιάς τύπου CMG-5TD.



Σχήμα 3-3. Δίκτυο επιταχυνσιογράφων (CMG-5TDE) του ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ.

Από τα τρία αυτά δίκτυα, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τρεις ελληνικούς σταθμούς (Κάλυμνος - KLNA, Νίσυρος - NISR, Κως - KOS2) και εννιά τούρκικους σταθμούς (Aydun, Milas, Milas2, Gulluk, Bodrum - BDRM, Oren, Datca - DATC, Bozburun - BBRN, Marmaris), που φαίνονται στο Σχήμα 3-4.



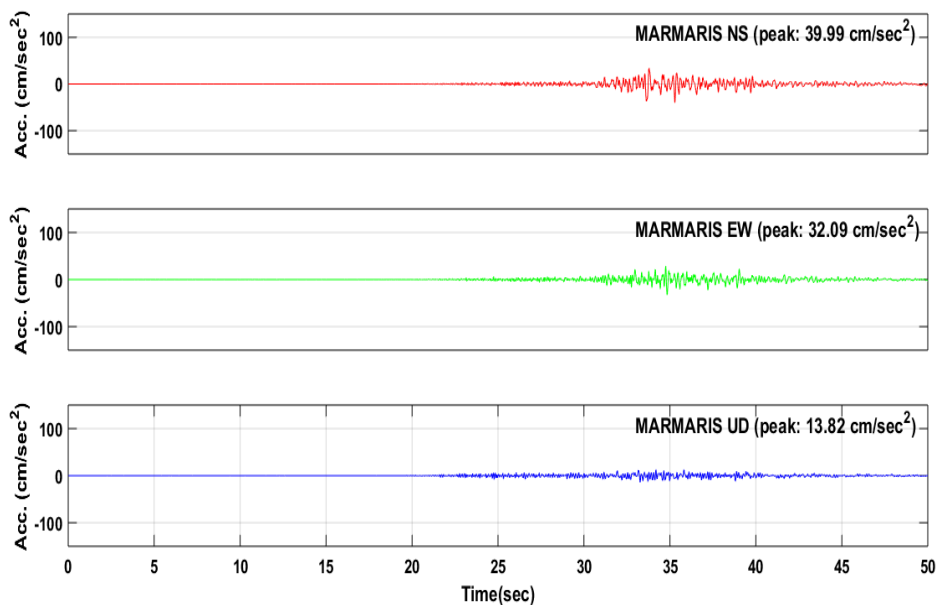
Σχήμα 3-4. Σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για τις προσομοιώσεις στην παρούσα εργασία (κόκκινο: σταθμοί δικτύου AFAD, μπλε: NOA-IG, κίτρινο: ΙΤΣΑΚ). Δίπλα στις θέσεις των σταθμών φαίνονται οι αντίστοιχες καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης σε ίδια κλίμακα πλάτους (μέγιστη τιμή 150cm/sec²). Με αστεροειδές σύμβολο φαίνεται το επίκεντρο του κύριου σεισμού.

Από την παρατήρηση του χάρτη του Σχήματος 3-4 προκύπτει ότι οι σταθμοί (Πίνακας 3-1) καλύπτουν ικανοποιητικά αζιμουθιακά το επίκεντρο του κύριου σεισμού του 2017 . Στα Σχήματα (3-5 – 3-13) φαίνονται οι καταγραφές του κυρίως σεισμού για τις τρεις συνιστώσες (δύο οριζόντιες και μία κατακόρυφη) των σταθμών του δικτύου AFAD (από τον μακρύτερα στο επίκεντρο προς τον πλησιέστερα στο επίκεντρο σταθμό), οι οποίες παρουσιάζουν ικανοποιητικά πλάτη. Από τη συγκριτική παρατήρηση των καταγραφών προκύπτει εμφανής διαφοροποίηση της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης περιμετρικά του epicέντρου του κυρίως σεισμού. Παρατηρούμε, συγκεκριμένα, ότι οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) βόρεια του ρήγματος του Κεραμικού κόλπου είναι σαφώς

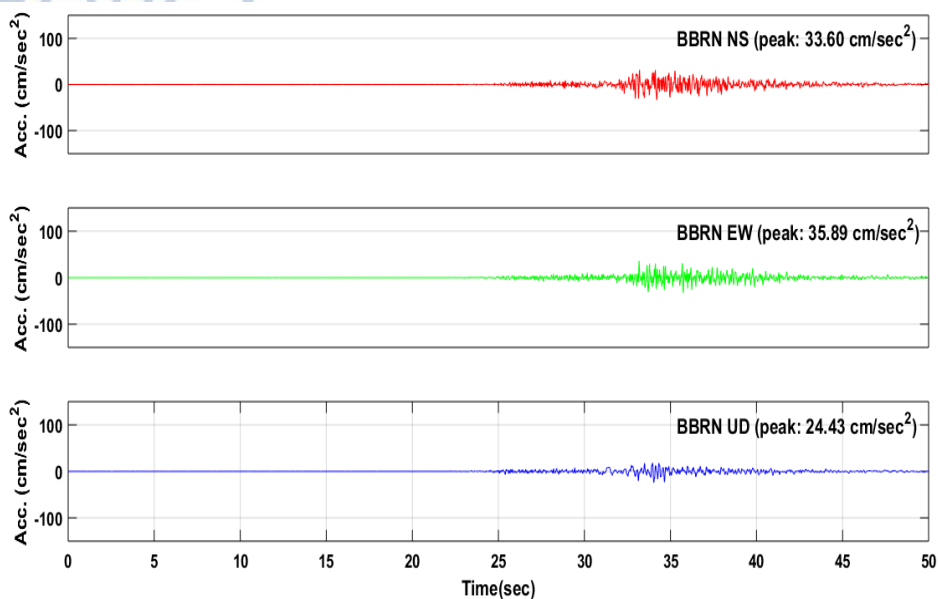
μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες στα νότιά του, ακόμη και σε παρόμοιες αποστάσεις εκατέρωθεν του ρήγματος. Αυτό μπορεί να οφείλεται είτε στις τοπικές εδαφικές συνθήκες, οι οποίες παίζουν συχνά εξέχοντα ρόλο στη διαμόρφωση της τελικής κίνησης στην επιφάνεια του εδάφους, μεταβάλλοντας το πλάτος, το συχνотικό περιεχόμενο και τη διάρκειά της, είτε στη γεωμετρία και μηχανισμό γένεσης του ρήγματος σε σχέση με τις θέσεις των σταθμών. Στη δεύτερη περίπτωση και θεωρώντας ένα κανονικό ρήγμα διεύθυνσης περίπου Α-Δ, όπως υποδεικνύει ο μηχανισμός του κύριου σεισμού στο Σχήμα 3-1, η επιρροή του άνω τεμάχους του ρήγματος αναμένεται να είναι εμφανής στις καταγραφές των σταθμών βόρεια του ρήγματος, στις οποίες όντως παρατηρούνται αυξημένες επιταχύνσεις σε σχέση με τις καταγραφές των σταθμών προς τον νότο. Το φαινόμενο επίδρασης του άνω τεμάχους, αναφέρεται στη σημαντικά ισχυρότερη εδαφική κίνηση που παρατηρείται στην περιοχή αυτή σε σύγκριση με την περιοχή του κάτω τεμάχους, ιδιαίτερα σε θέσεις κοντά στην κατακόρυφη προβολή της κατώτερης πλευράς του ρήγματος. Το φαινόμενο αυτό παρατηρήθηκε για πρώτη φορά στο σεισμό του Northridge από τους Abrahamson & Somerville (1996), οι οποίοι, εξετάζοντας τις πολλές καταγραφές που υπήρχαν από τον συγκεκριμένο σεισμό, διαπίστωσαν ότι η εδαφική κίνηση στην περιοχή του άνω τεμάχους του ρήγματος, παρουσίαζε σημαντικά μεγαλύτερες επιταχύνσεις από αυτές στην περιοχή του κάτω τεμάχους σε θέσεις που βρίσκονταν στην ίδια απόσταση από το ρήγμα. Στη συνέχεια, το φαινόμενο αυτό και οι δυσμενείς επιπτώσεις του στις κατασκευές και στον κίνδυνο κατολισθήσεων επιβεβαιώθηκαν σε πολλούς άλλους σεισμούς, π.χ. στο σεισμό Chi-Chi 1999 στην Ταϊβάν (Chang et al., 2004), στον σεισμό της Alaska το 2002 (Jibson et al., 2004), στον σεισμό της Niigata το 2004 στην Ιαπωνία (Mori & Somerville, 2006), στον σεισμό του Van 2011 στην Τουρκία (Akansel et al., 2014).

Πίνακας 3-1. Γεωγραφικές συντεταγμένες των ένδεκα (11) σταθμών μελέτης.

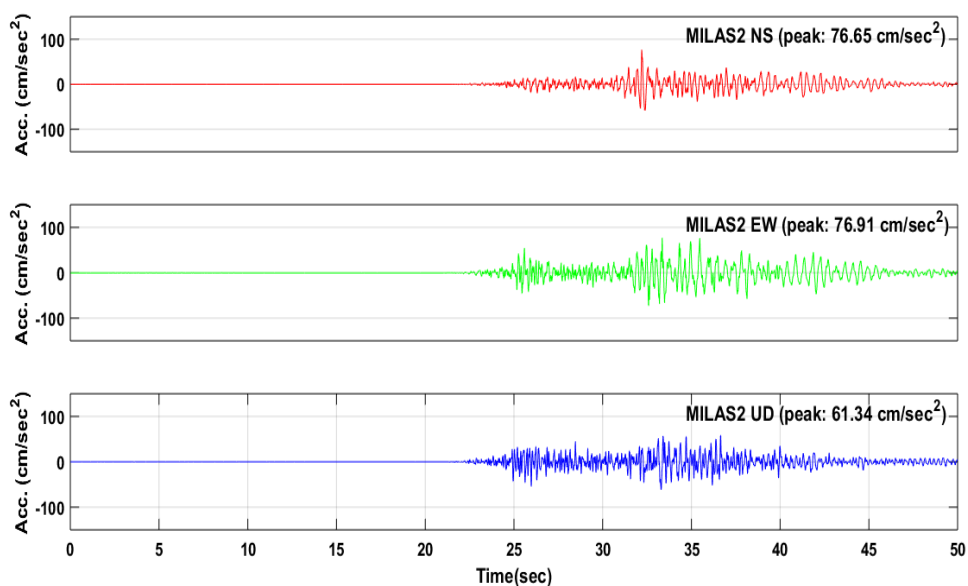
Station		Latitude	Longitude
BODRUM		37.03	27.44
BOZBURUN		36.69	28.05
GULLUK		37.24	27.60
AYDUN		37.37	27.26
DATCA		36.71	27.69
MARMARIS		36.84	28.24
MILAS		37.30	27.78
MILAS2		37.44	27.65
OREN		37.03	27.97
KLMN		36.96	26.97
NISR		36.61	27.13
KOS2		36.89	27.29



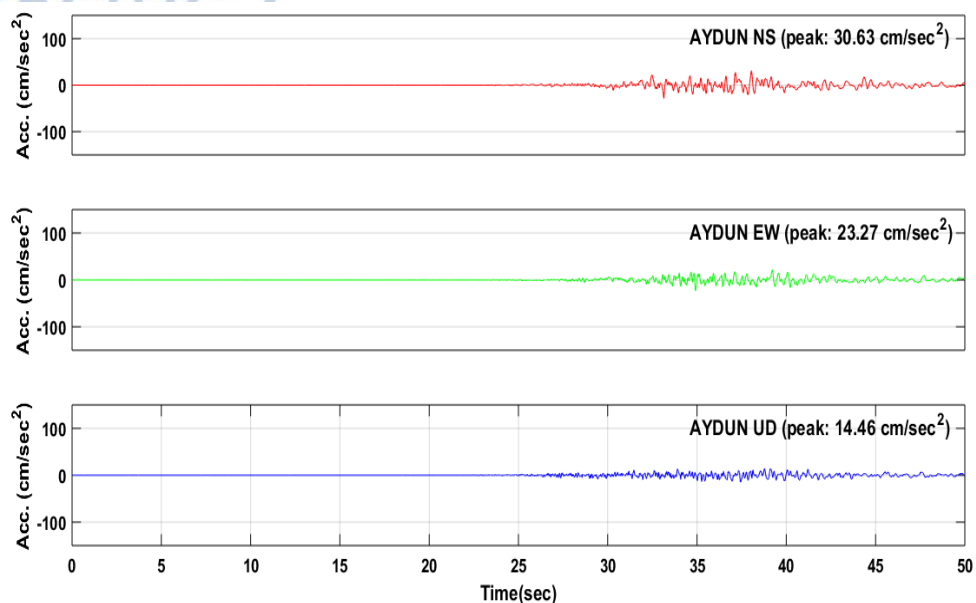
Σχήμα 3-5. Καταγραφή χρονοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Marmaris.



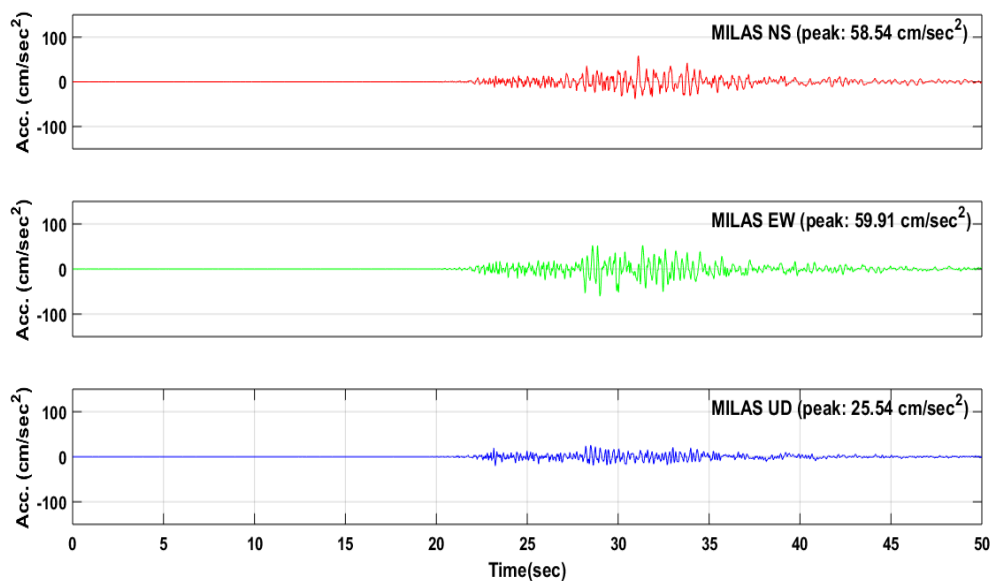
Σχήμα 3-6. Καταγραφή хроνοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Bozburun.



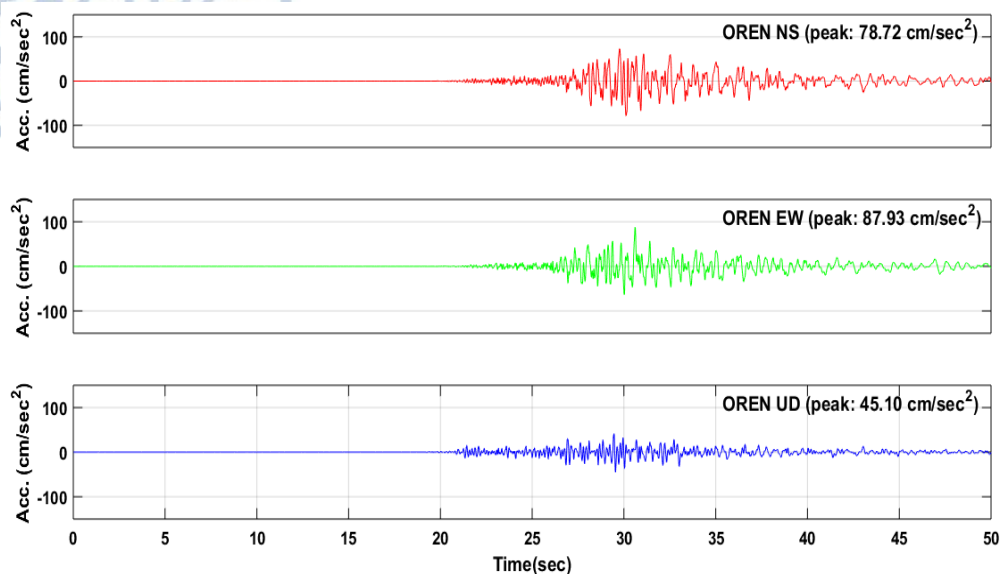
Σχήμα 3-7. Καταγραφή хроνοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Milas2.



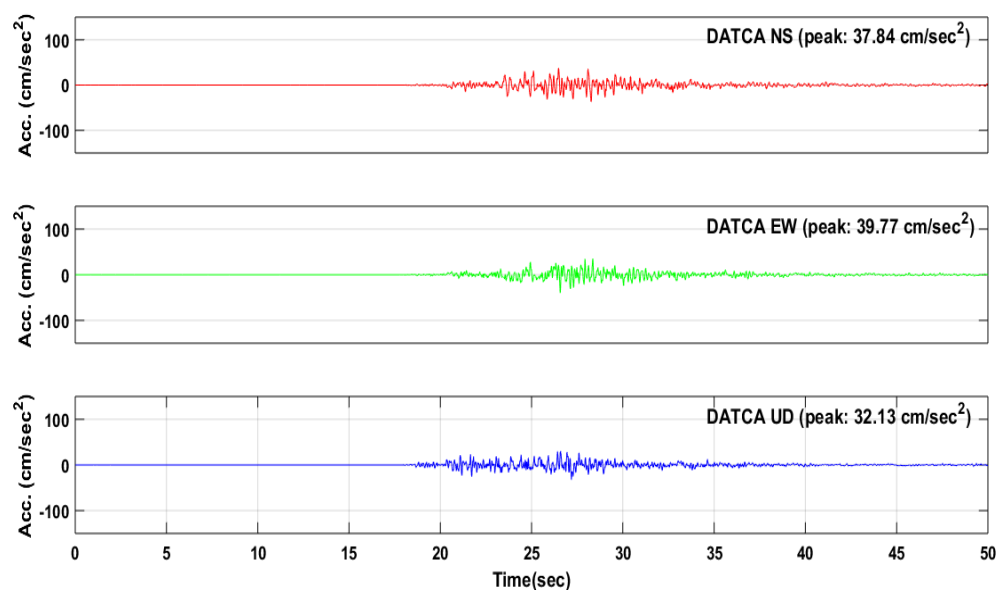
Σχήμα 3-8. Καταγραφή χρονοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Aydun..



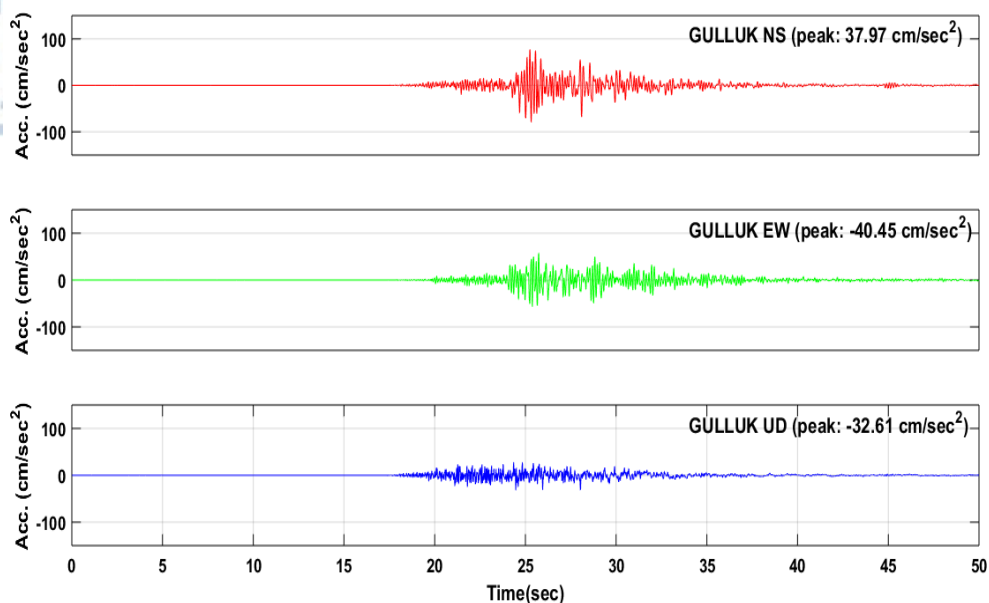
Σχήμα 3-9. Καταγραφή χρονοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Milas.



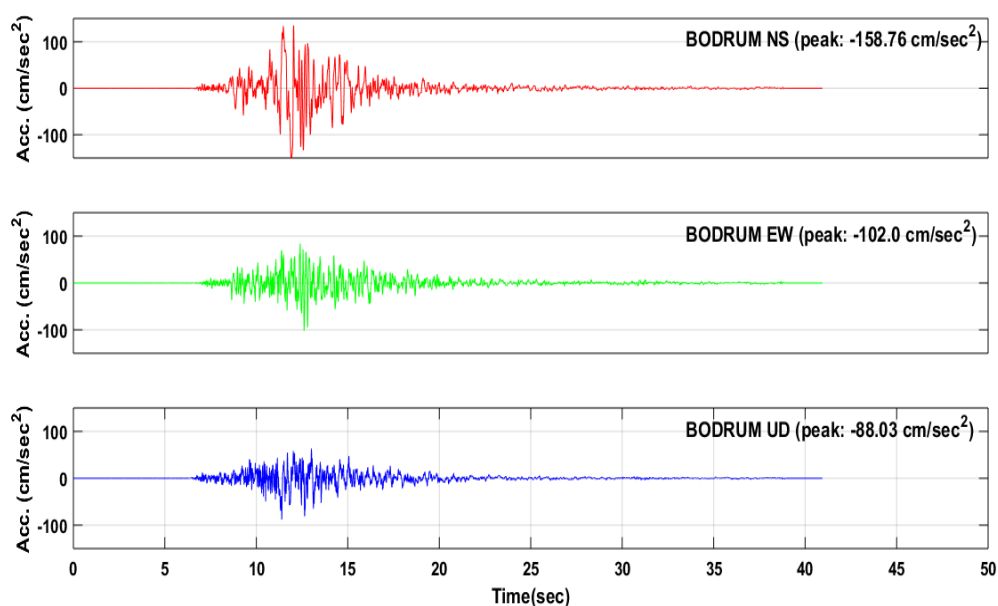
Σχήμα 3-10. Καταγραφή χρονοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Oren.



Σχήμα 3-11. Καταγραφή χρονοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Datca.



Σχήμα 3-12. Καταγραφή χρονοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Gulluk.



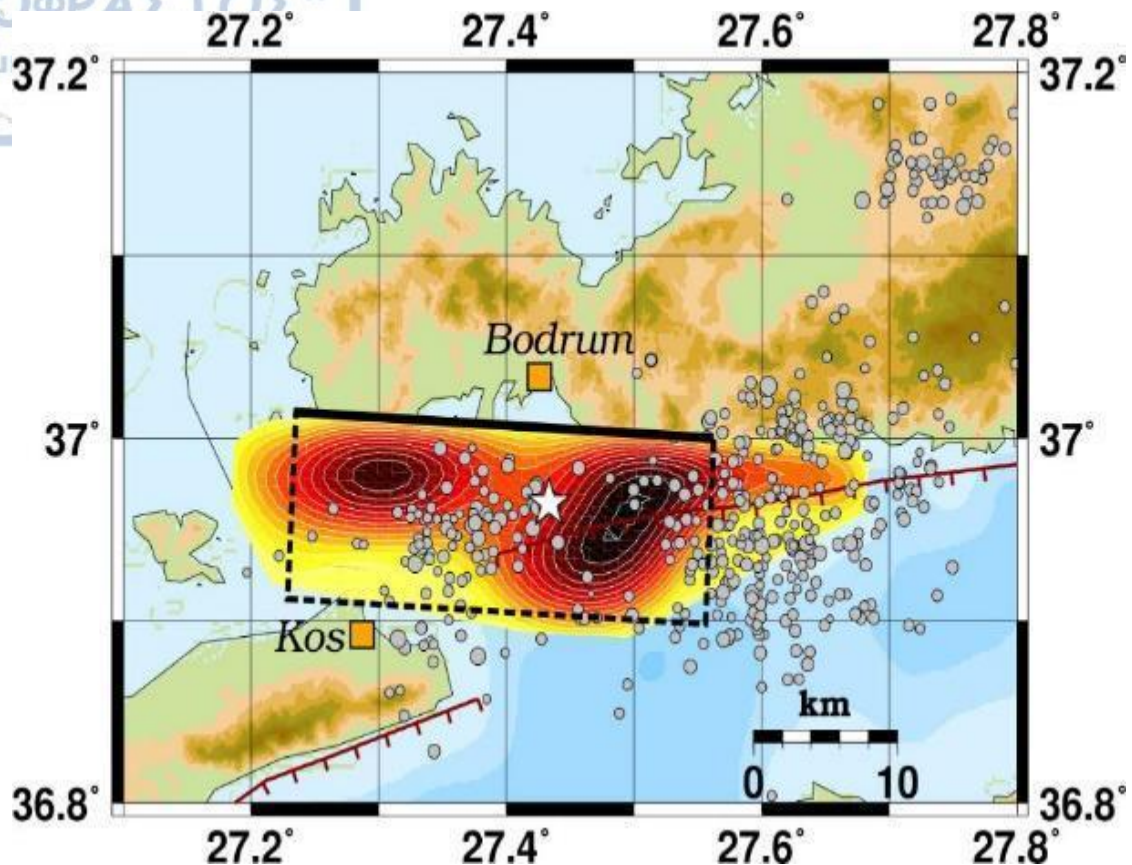
Σχήμα 3-13. Καταγραφή χρονοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης στη θέση Bodrum.

3.3 Μοντέλα κατανομής της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος

Τα μοντέλα ολίσθησης είναι υπολογισμοί της χωρικής ή/και χρονικής κατανομής της ολίσθησης ενός ρήγματος. Τα μοντέλα αυτά χρησιμοποιούνται συχνά στις προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης για την παραγωγή περισσότερο ρεαλιστικών συνθετικών

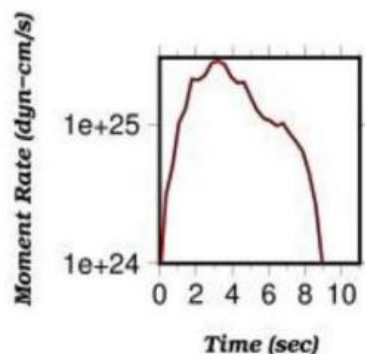
καταγραφών, καθώς σε αποστάσεις έως και 2-3 τις διαστάσεις του ρήγματος η διαδικασία διάρρηξης μπορεί να διαμορφώσει καθοριστικά την εδαφική κίνηση. Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιούνται τρία μοντέλα κατανομής της ολίσθησης, τα οποία περιγράφονται στη συνέχεια.

Το πρώτο μοντέλο (Model 1) προτάθηκε από τους Kiratzi & Koskosidi (2018) και φαίνεται στο Σχήμα 3-14. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, η κλίση του ρήγματος είναι προς τον Νότο, ενώ η επιφάνεια που ολίσθησε έχει διαστάσεις 30km×15km κατά μήκος της παράταξης και της γωνίας κλίσης, αντίστοιχα, και αποτελείται από δύο διακριτές συγκεντρώσεις ολίσθησης, ανατολικά και δυτικά από το υπόκεντρο του κυρίως σεισμού. Η χρονική συνάρτηση της πηγής που δημοσιεύτηκε μαζί με το συγκεκριμένο μοντέλο (Σχήμα 3-15) υποδηλώνει ~9sec συνολικής διάρκειας της έκλυσης της σεισμικής ενέργειας στην πηγή του σεισμού και χρόνο ανάδυσης 1.75sec. Η μέγιστη ολίσθηση στην επιφάνεια του μοντέλου ρήγματος είναι 162cm, η μέση τιμή της ολίσθησης στις δύο συγκεντρώσεις είναι ~80cm και η μέση τιμή της ολίσθησης για τη συνολική επιφάνεια του μοντέλου είναι 50cm. Η σεισμική ροπή είναι υπολογισμένη ίση με $M_0 = 1.214e26 \text{ dyn} - \text{cm}$.



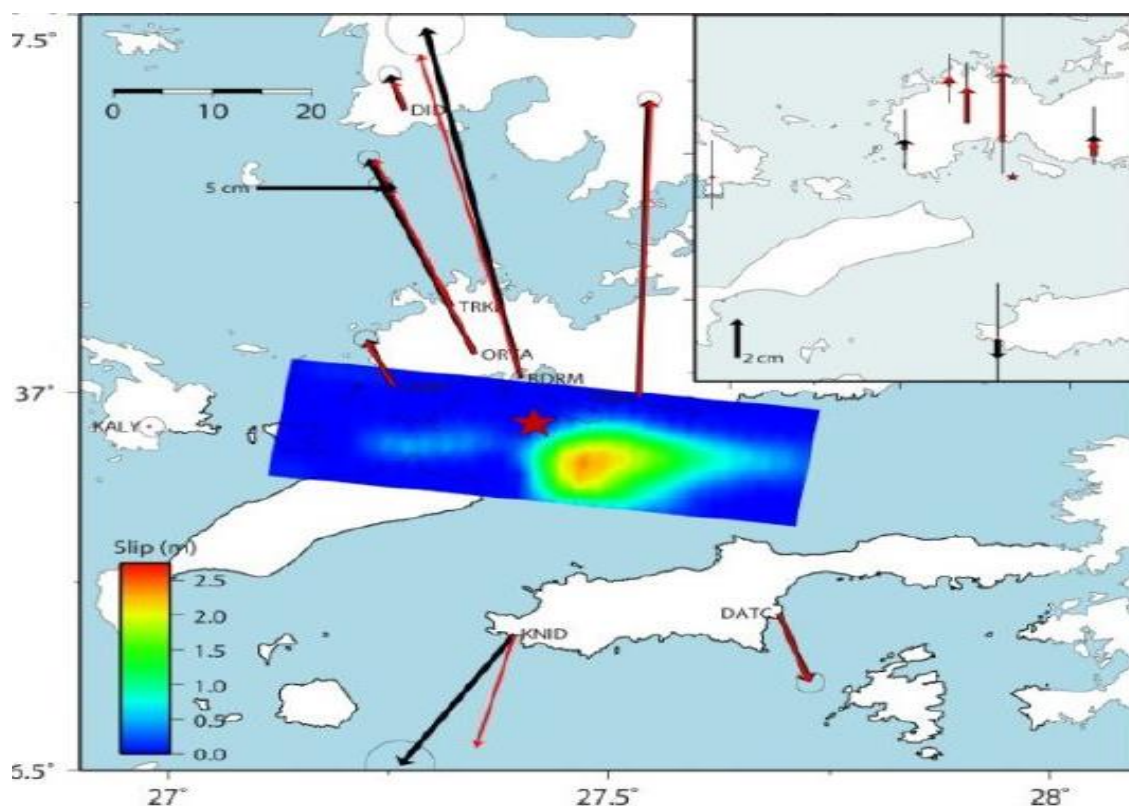
Σχήμα 3-14. Μοντέλο κατανομής της ολίσθησης στο σεισμογόνο ρήγμα του σεισμού του 2017 (Model 1), που υιοθετήθηκε στις προσομοιώσεις (Kiritzi & Koskosidi, 2018). Φαίνονται ακόμα τα επίκεντρα του κύριου σεισμού (αστεροειδές σύμβολο) και των μετασεισμών (κυκλικά σύμβολα) της ακολουθίας του 2017 και με κόκκινες γραμμές χαρτογραφημένα ρήγματα της περιοχής. Το μαύρο πλαίσιο περιλαμβάνει ολόκληρη την περιοχή κατανομής της ολίσθησης (στην οποία περιλαμβάνεται η υποπεριοχή της SMGA που χρησιμοποιήθηκε), ενώ με συνεχόμενη έντονη μαύρη γραμμή σημειώνεται η πάνω ακμή του μοντέλου ρήματος.

Τα χαρακτηριστικά του μηχανισμού γένεσης για το επίπεδο του ρήματος που κλίνει προς τον βορρά είναι: Παράταξη: 275° , Γωνία κλίσης: 41° , Γωνία ολίσθησης: -88° και για το επίπεδο του ρήματος που κλίνει προς τον Νότο είναι Παράταξη: 93° , Γωνία κλίσης: 49° , Γωνία ολίσθησης: -91° . Το εστιακό βάθος του σεισμού είναι 7 km.



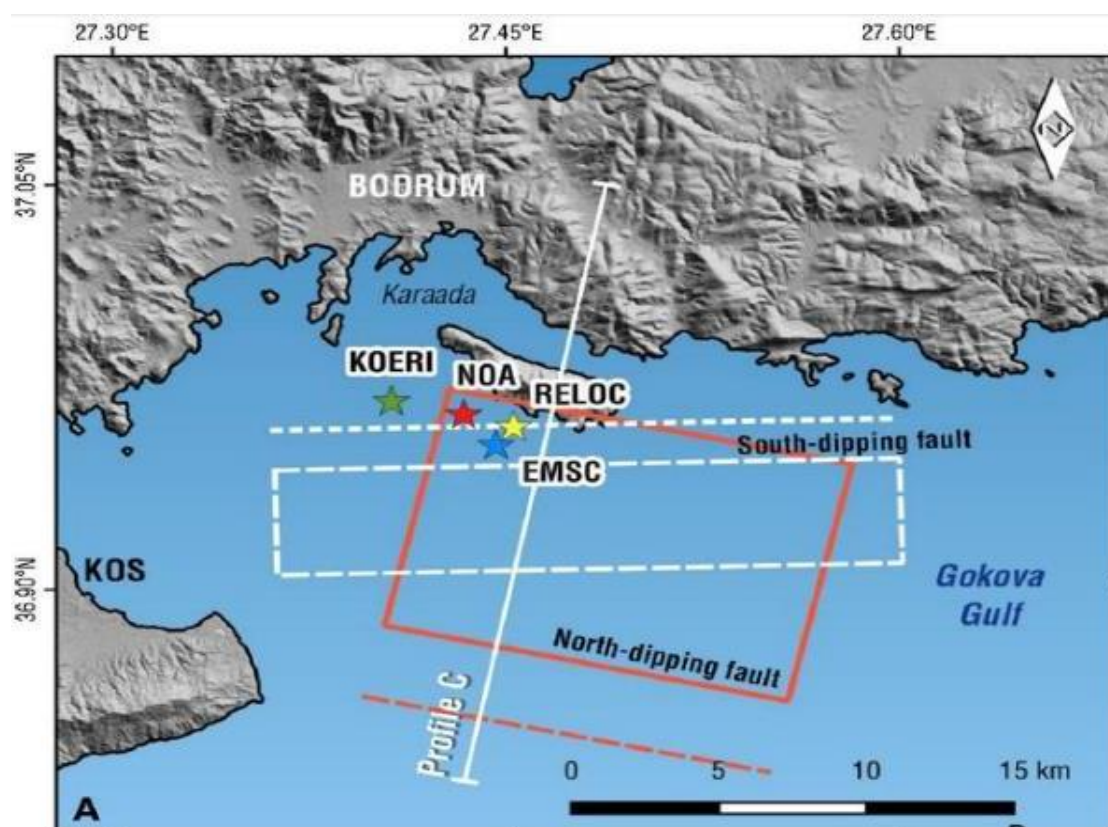
Σχήμα 3-15. Χρονική συνάρτηση πηγής του σεισμού του 2017 (Kiratzi & Koskosidi, 2018)

Σύμφωνα με το δεύτερο μοντέλο ολίσθησης (Model 2, Σχήμα 3-16), το οποίο προτάθηκε από τους Konca et al. (2019), η κλίση του ρήγματος που συνδέεται με το σεισμό του 2017 είναι προς Βορρά. Το μοντέλο περιλαμβάνει μια κύρια συγκέντρωση ολίσθησης με μήκος ~20-25km, ενώ η υπολογισμένη μέγιστη ολίσθηση είναι μεγαλύτερη από 2m σε βάθη μεταξύ 4-10km.



Σχήμα 3-16. Μοντέλο ρήγματος (Model 2) που υιοθετήθηκε στις προσομοιώσεις (Konca et al., 2019).

Τα χαρακτηριστικά του μηχανισμού γένεσης για το επίπεδο του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά είναι: Παράταξη: 278° , Γωνία κλίσης: 40° , Γωνία ολίσθησης: -72° και για το επίπεδο του ρήγματος που κλίνει προς τον Νότο είναι Παράταξη: 97° , Γωνία κλίσης: 52° , Γωνία ολίσθησης: -112° . Το εστιακό βάθος του σεισμού είναι 6 km. Τέλος, σύμφωνα και με ένα τρίτο δημοσιευμένο μοντέλο ολίσθησης (Model 3, Σχήμα 3-17), το οποίο προτάθηκε από τους Ganas et al. (2019), η κλίση του ρήγματος του σεισμού της Κω είναι επίσης προς τον Βορρά. Το ρήγμα δεν φτάνει στην επιφάνεια, αλλά η πάνω ακμή του βρίσκεται περίπου σε 2.5km βάθος, ενώ το κατώτατο τμήμα του περίπου στα 10km βάθος. Οι διαστάσεις της επιφάνειας που ολίσθησε προσδιορίστηκαν στα 14km x 12.5km κατά μήκος της παράταξης και της γωνίας κλίσης, αντίστοιχα, και η μέγιστη ολίσθηση υπολογίστηκε σε ~2m.



Σχήμα 3-17. Μοντέλο ρήγματος (Model 3) που υιοθετήθηκε στις προσομοιώσεις (Ganas et al., 2019).

Τα χαρακτηριστικά του μηχανισμού γένεσης για το επίπεδο του ρήγματος που κλίνει προς τον βορρά είναι: Παράταξη: 265° , Γωνία κλίσης: 43° , Γωνία ολίσθησης: -102° και

για το επίπεδο του ρήγματος που κλίνει προς τον Νότο είναι Παράταξη: 102° , Γωνία κλίσης: 48° , Γωνία ολίσθησης: -79° . Το εστιακό βάθος του σεισμού είναι 6 km.

3.4 Παραμετροποίηση Προσομοίωσης

3.4.1 Προσδιορισμός SMGA (Strong Motion Generation Area) στα Μοντέλα Κατανομής της Ολίσθησης

Το πρώτο βήμα για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από τον σεισμό Κω-Αλικαρνασσού περιελάμβανε τον προσδιορισμό της SMGA στα δημοσιευμένα μοντέλα κατανομής της ολίσθησης που παρουσιάστηκαν προηγουμένως. Ο προσδιορισμός της SMGA έγινε μέσω επαναλαμβανόμενων προσομοιώσεων των καταγραφών του κύριου σεισμού του 2017 στον πλησιέστερο στο ρήγμα σταθμό Bodrum, έτσι ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή σύγκριση μεταξύ των πραγματικών καταγραφών της εδαφικής μετακίνησης στη θέση Bodrum με τις αντίστοιχες συνθετικές. Στο πλαίσιο αυτό χρησιμοποιήθηκε ως EGF ο μεγαλύτερος μετασεισμός της ακολουθίας με μέγεθος M5.3, σε συνδυασμό με τα μοντέλα ρήγματος 1 και 2 που περιλαμβάνονται στα Σχήματα 3-14 και 3-16, για κλίση του ρήγματος προς βορρά.

Για την προσομοίωση είναι απαραίτητος ο προσδιορισμός των τιμών διάφορων παραμέτρων σε αρχείο εισόδου. Συγκεκριμένα, πρέπει να προσδιοριστούν τα χαρακτηριστικά των μηχανισμών γένεσης του μεγάλου σεισμού και του μικρού, δηλαδή η παράταξη, η γωνία κλίσης και η γωνία ολίσθησης. Ακόμη, η χαμηλή και η υψηλή συχνότητα για την εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου (Band Pass Filter, B.P.F), κοινού στις παρατηρούμενες κυματομορφές (εφόσον υπάρχουν) και στις συνθετικές. Επίσης οι διαστάσεις (l , w) των μικρότερων τμημάτων στα οποία θα χωριστεί η επιφάνεια του ρήγματος, καθώς και ο χρόνος ανάδυσης του μικρού σεισμού. Μεταξύ των δεδομένων

εισόδου περιλαμβάνονται και δύο αρχεία, τα οποία περιέχουν τις χρονοϊστορίες του μεγάλου και του μικρού σεισμού, καθώς και το βήμα δειγματοληψίας τους (dt), τις

επικεντρικές αποστάσεις του σταθμού που χρησιμοποιείται για την προσομοίωση από τους δυο σεισμούς καθώς και τα αντίστοιχα αξιμούθια μετρημένα δεξιόστροφα από τη νοητή γραμμή επικέντρου-βορρά μέχρι τον σταθμό.

Τέλος, απαιτείται να εισαχθεί το τμήμα εκείνο της χρονοϊστορίας της EGF που θα χρησιμοποιηθεί για τη δημιουργία της συνθετικής καταγραφής, καθώς και το συχνотικό εύρος για τον υπολογισμό των συνθετικών φασμάτων Fourier.

Στον Πίνακα 3-2 φαίνεται το αρχείο εισόδου του κώδικα προσομοίωσης (egfm_v1.2e.zip, eri.u-tokyo.ac.jp/people/hiroe/EGF/), όπως χρησιμοποιήθηκε για τις προσομοιώσεις που αφορούν στον προσδιορισμό της SMGA στα μοντέλα κατανομής της ολίσθησης του σεισμού του 2017.

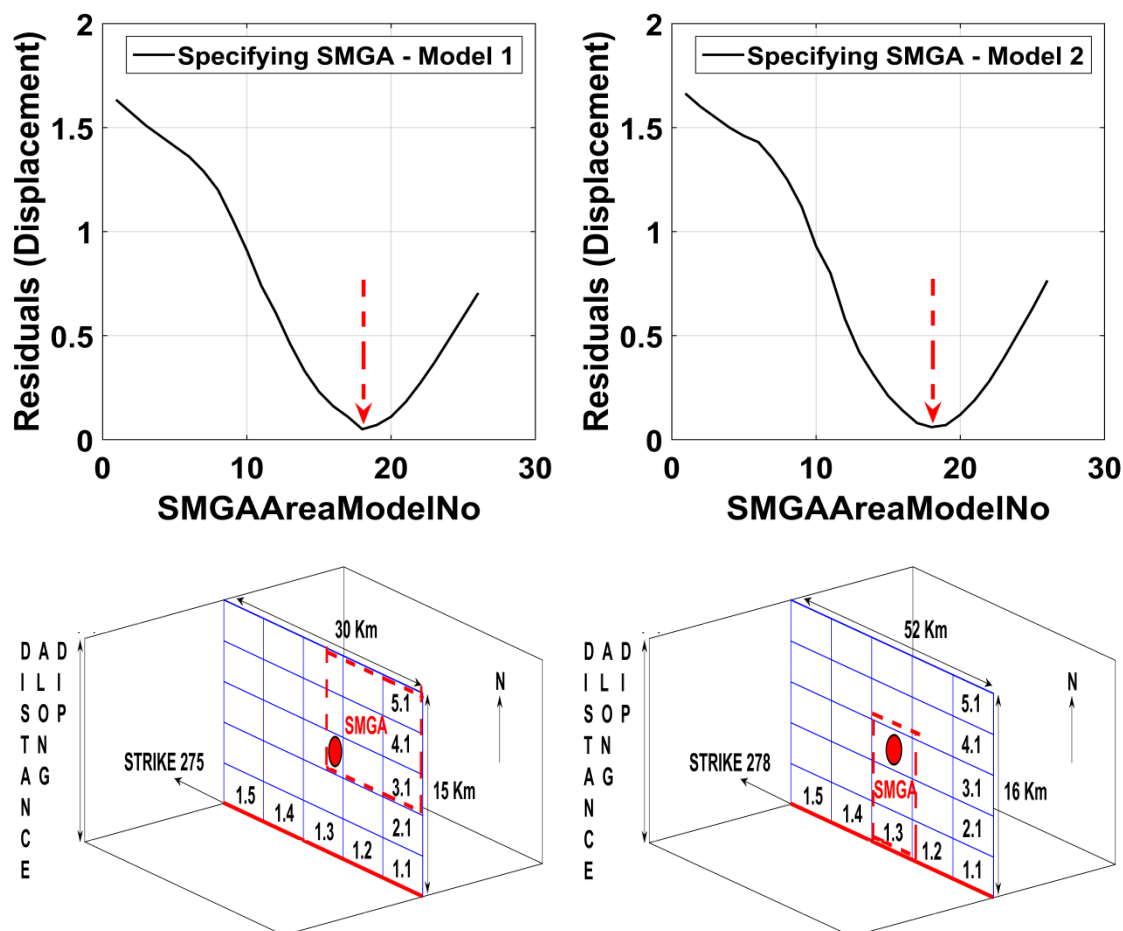
Με βάση τις παραμέτρους που συνοψίζονται στον Πίνακα 3-2, έγινε διερεύνηση των διαστάσεων της SMGA στις επιφάνειες των μοντέλων Model 1 και Model 2. Στο Σχήμα 3-18, παρουσιάζονται τέσσερα γραφήματα. Τα δύο επάνω, δείχνουν τη μεταβολή των υπολοίπων (residuals) μεταξύ συνθετικών και πραγματικών καταγραφών της εδαφικής μετακίνησης στη θέση Bodrum καθώς μειώνεται σταδιακά, με αναλογία 1:1 (ύστερα από ορισμένη επιφάνεια) κατά μήκος και πλάτος, η επιφάνεια των αρχικών μοντέλων κατανομής της ολίσθησης που λαμβάνει υπόψη η εκάστοτε προσομοίωση. Με κόκκινα βέλη έχουν σημειωθεί οι περιοχές (SMGAAreaModelNo) της προσομοίωσης που έδωσαν τα μικρότερα υπόλοιπα μεταξύ πραγματικών και συνθετικών καταγραφών.

Πίνακας 3-2. Αρχείο εισόδου του κώδικα προσομοίωσης για τις προσομοιώσεις στον σταθμό Bodrum με EGF τον μετασεισμό M5.3 για τα δύο μοντέλα ολίσθησης (με κόκκινο οι τιμές για το Model 1, με μπλέ οι τιμές για το Model 2 και με γκρι οι τιμές για το Model 3) με σκοπό τον προσδιορισμό της SMGA.

Symbol	Explanation	Value
fl	Χαμηλή Συχνότητα ζωνοπερατού φίλτρου (Hz)	0.05
fh	Συχνότητα αποκοπής ζωνοπερατού φίλτρου (Hz)	10
strike	Παράταξη °	275,265,278,93,102,97
dip	Γωνία κλίσης °	41,40,43,49,52,48
rake	Γωνία Ολίσθησης °	-88,-72,-102,-91,-112,-79
depth	Εστιακό βάθος (Km)	7,6,6
dx	Μήκος ρήγματος κατά μήκος της παράταξης (Km)	1.0-6.0
dw	Μήκος ρήγματος κατά μήκος της γωνίας κλίσης (Km)	0.2-3.2
tra	Χρόνος ανάδυσης του μετασεισμού EGF (sec)	0.35
nx	Αριθμός subfaults κατά μήκος της παράταξης	5.0
nw	Αριθμός subfaults κατά μήκος της γωνίας κλίσης	5.0
nt	Αριθμός του EGF που προστίθενται σε κάθε subfault	5.0
ntt	Παράμετρος για την αποφυγή της περιοδικότητας	28.0
nsx	Σημείο έναρξης της διάρρηξης κατά μήκος της παράταξης	3
nsw	Σημείο έναρξης της διάρρηξης κατά μήκος της γωνίας κλίσης	3
cfactor	Λόγος πτώσεων των τάσεων του κύριου σεισμού προς τον EGF	1.21
vs	Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων (Km/sec)	3.5
vr	Ταχύτητα διάρρηξης (Km/sec)	2.8
ird	Τρόπος διάδοσης της διάρρηξης	2.0
ipfm	Διόρθωση του radiation pattern	0.0
ep.dist	Επικεντρικές αποστάσεις των σεισμών από τον σταθμό (Km)	8.70 & 14.70
azimuth	Αζιμούθιο των σεισμών από τον σταθμό	10° & 272°
cmp	Γωνία που προσδιορίζει την συνιστώσα της καταγραφής	0.0
imdl	Χρονική συνάρτηση πηγής	3.0
ksm	Σημείο έναρξης της χρονοιστορίας του κύριου σεισμού	600
kem	Σημείο τέλους της χρονοιστορίας του κύριου σεισμού	3800
ksa	Σημείο έναρξης της χρονοιστορίας του μετασεισμού (EGF)	1100
kea	Σημείο τέλους της χρονοιστορίας του μετασεισμού (EGF)	4300
station	Όνομα σταθμού που χρησιμοποιείται στην προσομοίωση	BODRUM
ratio/mag	Λόγος των μεγεθών των δύο σεισμών	6.6/5.3
is	Σημείο έναρξης του φάσματος Fourier του κύριου σεισμού	1500
ie	Σημείο τέλους του φάσματος Fourier του κύριου σεισμού	3500
iwind	Παράθυρο υπολογισμού φάσματος Fourier	100

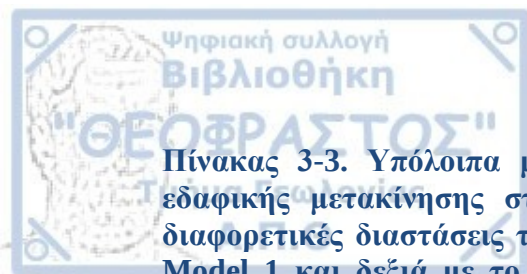
Έπειτα λοιπόν, από συστηματικές προσπάθειες (Πίνακας 3-3) για να επιτευχθεί η μικρότερη τιμή σφαλμάτων στο πεδίο της μετακίνησης (στο οποίο τα αποτελέσματα έχουν καλύτερη ανάλυση - resolution), μεταξύ των παρατηρούμενων και των συνθετικών κυματομορφών, τελικά οι διαστάσεις που προέκυψαν για την καταλληλότερη για τις προσομοιώσεις SMGA, είναι 13Km x 9Km. Πρόκειται δηλαδή για μια επιφάνεια εμβαδού 117Km^2 η διάρρηξη της οποίας θεωρείται ότι υπήρξε ο κύριος διαμορφωτής της ισχυρής εδαφικής κίνησης στην πλειόσειστη περιοχή. Η προτεινόμενη περιοχή της

SMGA, που περιλαμβάνει το σημείο έναρξης της διάρρηξης, για κάθε ένα από τα μοντέλα Model 1 και Model 2 σημειώνεται στα κάτω γραφήματα του Σχήματος 3-18.



Σχήμα 3-18. Προσδιορισμός της περιοχής που περιέχει το μεγαλύτερο ποσοστό έκλυσης της συνολικής ενέργειας του σεισμού για τα μοντέλα κατανομής της ολίσθησης Model 1 και Model 2 (Σχήματα 3-14 και 3-16).

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι κατά το πρώτο στάδιο των εργασιών της παρούσας εργασίας δεν είχε ακόμα δημοσιευτεί το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης Model 3 και γι' αυτό ο προσδιορισμός της SMGA βασίστηκε μόνο στη διερεύνηση των Model 1 και Model 2. Ωστόσο, μεταγενέστερα χρησιμοποιήθηκε και το Model 3, με τα σφάλματα να παίρνουν την τιμή 0.05 για διαστάσεις της περιοχής SMGA 13Km x 9Km, που επιβεβαιώνουν τους αρχικούς υπολογισμούς με τα δυο πρώτα μοντέλα κατανομής της ολίσθησης.



Πίνακας 3-3. Υπόλοιπα μεταξύ συνθετικών και πραγματικών καταγραφών της εδαφικής μετακίνησης στη θέση Bodrum μετά από σειρά προσομοιώσεων με διαφορετικές διαστάσεις των μοντέλων κατανομής της ολίσθησης (αριστερά με το Model 1 και δεξιά με το Model 2), με σκοπό τον προσδιορισμό της SMGA. Με κίτρινο χρώμα σημειώνονται οι προσομοιώσεις που έδωσαν τα μικρότερα υπόλοιπα.

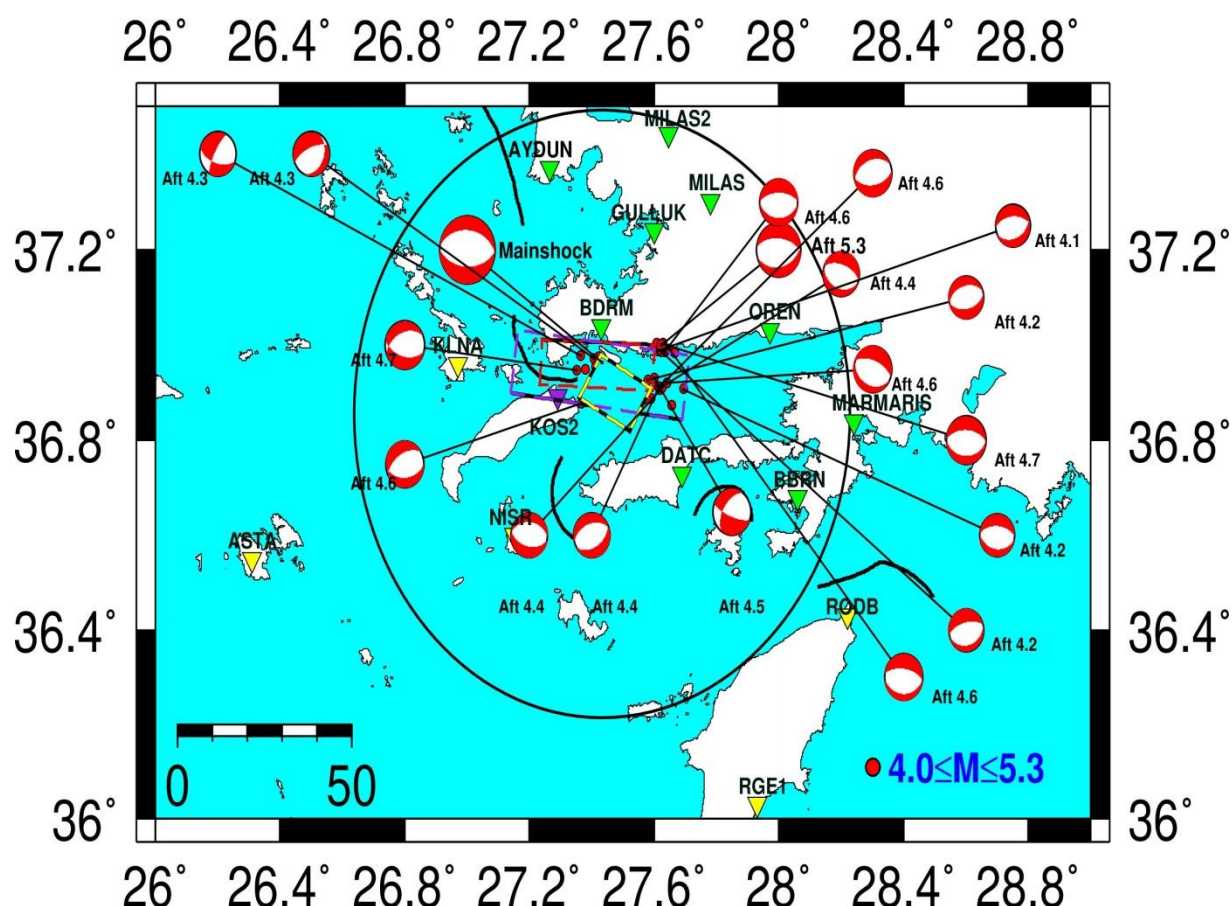
Model 1			Model 2		
SMGAAreaModelNo	Residuals	AREA (KM2)	SMGAAreaModelNo	Residuals	AREA (KM2)
1	1.63	30X15	1	1.66	30X16
2	1.57	29X15	2	1.60	29X16
3	1.51	28X15	3	1.55	28X16
4	1.46	27X15	4	1.50	27X16
5	1.41	26X15	5	1.46	26X16
6	1.36	25X15	6	1.43	25X16
7	1.29	24X15	7	1.35	24X16
8	1.20	23X15	8	1.25	23X16
9	1.06	22X15	9	1.12	22X16
10	0.91	21X15	10	0.93	21X16
11	0.74	20X15	11	0.80	20X16
12	0.61	19X15	12	0.58	19X15
13	0.46	18X14	13	0.42	18X14
14	0.33	17X13	14	0.31	17X13
15	0.23	16X12	15	0.21	16X12
16	0.16	15X11	16	0.14	15X11
17	0.11	14X10	17	0.10	14X10
18	0.05	13X9	18	0.06	13X9
19	0.07	12X8	19	0.08	12X8
20	0.11	11X7	20	0.12	11X7
21	0.18	10X6	21	0.19	10X6
22	0.27	9X5	22	0.28	9X5
23	0.37	8X4	23	0.39	8X4
24	0.48	7X3	24	0.51	7X3
25	0.59	6X2	25	0.63	6X2
26	0.70	5X1	26	0.76	5X1

Πίνακας 3-4. Επιλεγόμενη SMGA για τα τρία μοντέλα.

Model	SMGA (KM2)
1	13X9
2	13X9
3	13X9

3.4.2 Επιλογή κατάλληλης εμπειρικής συνάρτησης Green (EGF)

Από τις προσομοιώσεις που έγιναν για τον προσδιορισμό των διαστάσεων της SMGA στα μοντέλα κατανομής της ολίσθησης του σεισμού του 2017, φάνηκε ότι ο μεγαλύτερος μετασεισμός της ακολουθίας με M5.3, μπορεί να χρησιμοποιηθεί επιτυχώς ως EGF, τουλάχιστον σε ότι αφορά την αναπαραγωγή των καταγραφών στον πλησιέστερο στο σεισμογόνο ρήγμα σταθμό του Bodrum. Ωστόσο η καταλληλότητα των διαθέσιμων καταγραφών για να χρησιμοποιηθούν ως EGF είναι καλύτερο να ποσοτικοποιηθεί, έτσι ώστε να επιλεγεί η βέλτιστη επιλογή για τις προσομοιώσεις. Στη συνέχεια, περιγράφεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας για την επιλογή της καταλληλότερης EGF.



Σχήμα 3-19. Επίκεντρα και μηχανισμοί γένεσης μετασεισμών της ακολουθίας του 2017 που εξετάστηκαν ως EGF για την προσομοίωση του κύριου σεισμού. Τα χρωματιστά πλαίσια αντιστοιχούν στις προβολές στην επιφάνεια των τριών μοντέλων κατανομής της ολίσθησης που παρουσιάστηκαν στα Σχήματα 3-14, 3-16 και 3-17.

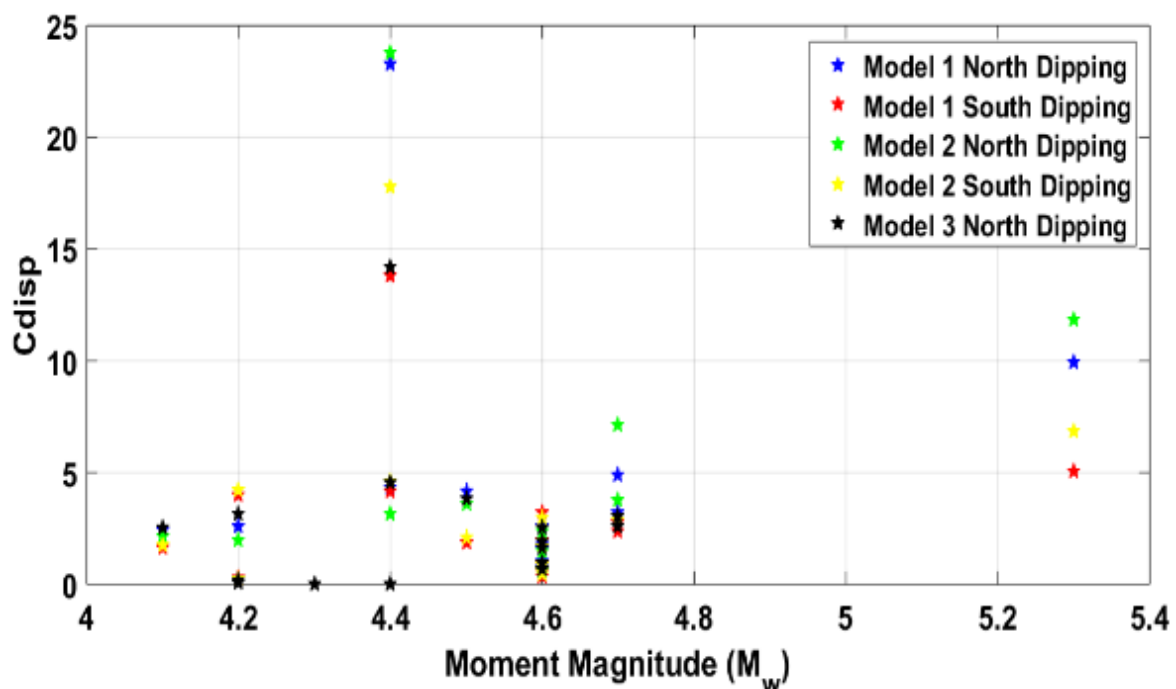
Από το σύνολο των μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας της 20/07/2017, εξετάστηκαν ως υποψήφιες EGF μόνο οι μετασεισμοί με μέγεθος $4 \leq M \leq 5.3$, οι οποίοι είχαν επίκεντρο μέσα στις προβολές των επιφανειών των τριών μοντέλων κατανομής της ολίσθησης (Models 1, 2, 3). Για σεισμούς με $M < 4$ δεν υπάρχουν δημοσιευμένοι μηχανισμοί γένεσης και για τον λόγο αυτόν δεν εξετάστηκαν ως υποψήφιες EGF. Με βάση τα παραπάνω κριτήρια, από το σύνολο των 28 μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας με μέγεθος $4 \leq M \leq 5.3$, επιλέχθηκαν μόνο 18 μετασεισμοί για παραπέρα μελέτη (Σχήμα 3-19), τα χαρακτηριστικά των μηχανισμών γένεσης και η θέση των οποίων φαίνονται στον Πίνακα 3-5.

Πίνακας 3-5. Θέση και χαρακτηριστικά μηχανισμών γένεσης των 18 μετασεισμών (Karasözen et al., 2018)

Latitude°	Longitude°	Depth (Km)	Strike°	Dip°	Rake°
36.93	27.60	9.43	215	52	-157
36.97	27.41	11.86	247	65	-70
36.88	27.37	10.44	240	51	-107
36.91	27.61	10.08	252	46	-81
36.91	27.62	9.60	249	42	-100
36.91	27.62	7.38	277	41	-93
36.98	27.37	11.72	208	75	-145
36.91	27.69	9.44	274	54	-92
36.93	27.58	7.94	253	44	-94
36.95	27.35	12.70	247	45	-118
36.99	27.63	7.25	270	57	-90
36.99	27.61	10.13	265	52	-79
37.00	27.63	7.98	272	54	-90
36.99	27.62	7.46	256	61	-90
36.99	27.65	8.27	278	60	-87
37.00	27.62	5.04	276	55	-78
36.91	27.63	8.00	289	56	-91
36.92	27.64	8.90	290	59	-93

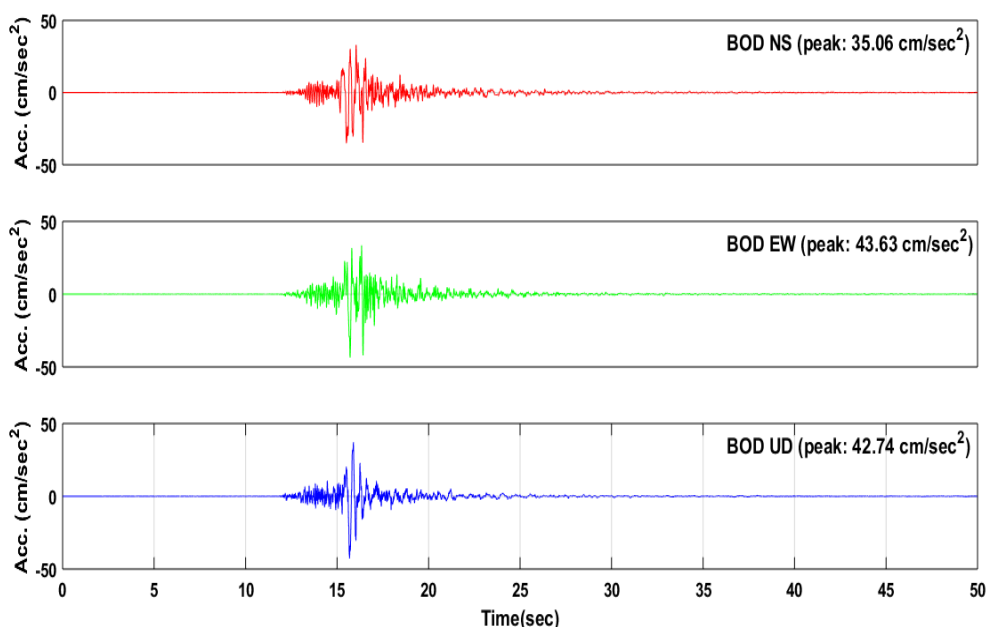
Μεταξύ αυτών, έγινε η επιλογή του καταλληλότερου με βάση την τιμή της παραμέτρου C_{disp} (2.22α και 2.22β) και την ομοιότητα των εστιακών παραμέτρων του κύριου σεισμού και της εκάστοτε EGF (παρόμοια εστιακά βάθη, μηχανισμό διάρρηξης). Οι προσομοιώσεις έγιναν στον εγγύτερο στο ρήγμα σταθμό Bodrum έτσι ώστε να εξασφαλιστεί όσο το δυνατόν ικανοποιητικότερα πλάτη, εξετάζοντας και τα τρία διαθέσιμα μοντέλα κατανομής της ολίσθησης, όπως επίσης και τις δύο πιθανές, με βάση τις βιβλιογραφικές αναφορές, διευθύνσεις κλίσης του ρήγματος (προς Βορρά και προς Νότο).

Οι τιμές της C_{disp} που προέκυψαν για τις διαφορετικές EGF, τα διαφορετικά μοντέλα κατανομής ολίσθησης και τις δυο διευθύνσεις κλίσης του ρήγματος που εξετάστηκαν, παρουσιάζονται στο Σχήμα 3-20. Προέκυψαν πολύ καλές τιμές της παραμέτρου C_{disp} (>5), για δύο μετασεισμούς με μεγέθη $M_w 4.4$ (2017.08.18 – 12:47) και $M_w 5.3$ (2017.08.08 – 07:42), αντίστοιχα (Σχήμα 3-20).

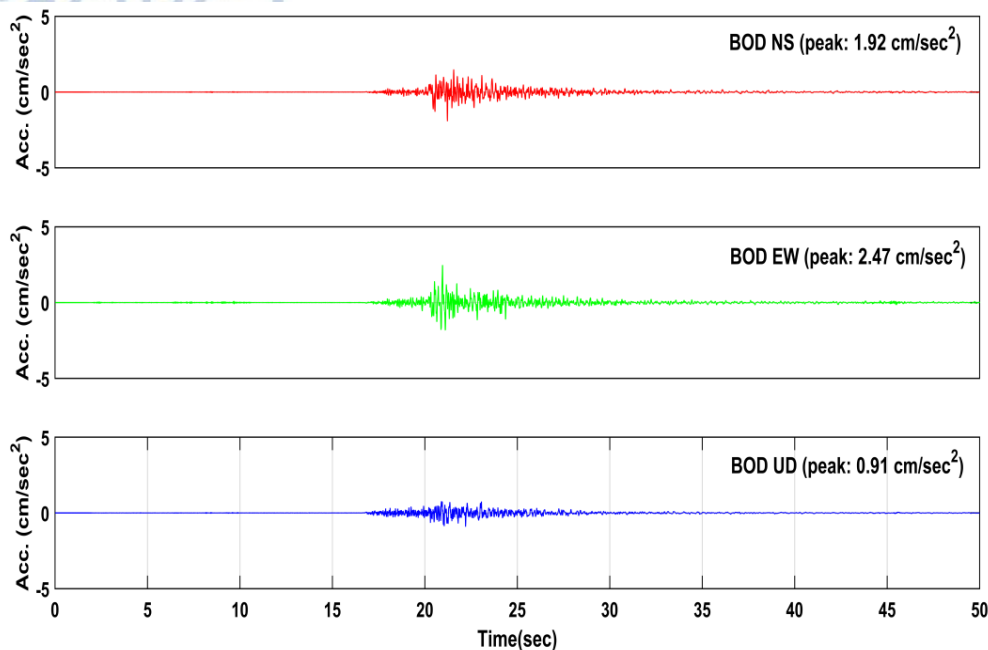


Σχήμα 3-20. Τιμές της παραμέτρου C_{disp} σε συνάρτηση με το μέγεθος σεισμικής ροπής των μετασεισμών που εξετάστηκαν ως EGF. Τα διαφορετικά σύμβολα αντιστοιχούν σε διαφορετικά μοντέλα ρήγματος (κατανομής ολίσθησης στη ρηξιγενή επιφάνεια και διεύθυνσης κλίσης).

Η περαιτέρω επιλογή του καταλληλότερου EGF μεταξύ των δύο που έδωσαν τις μεγαλύτερες τιμές Cdisp, βασίστηκε στον αριθμό των διαθέσιμων καταγραφών τους γύρω από το επίκεντρο, στα ικανοποιητικότερα πλάτη των καταγραφών και στην απόσβεση της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) με την υποκεντρική απόσταση. Όσον αφορά το πρώτο κριτήριο, υπάρχουν οι καταγραφές και των δύο σεισμών και στα τρία δίκτυα που χρησιμοποιήθηκαν (NOA-IG, AFAD, ΙΤΣΑΚ), σε όλους τους σταθμούς καταγραφής. Εξετάζοντας το δεύτερο κριτήριο, τα πλάτη καταγραφής για τους δύο σεισμούς είναι ικανοποιητικά στις εξεταζόμενες αποστάσεις (Σχήμα 3-21, 3-22).

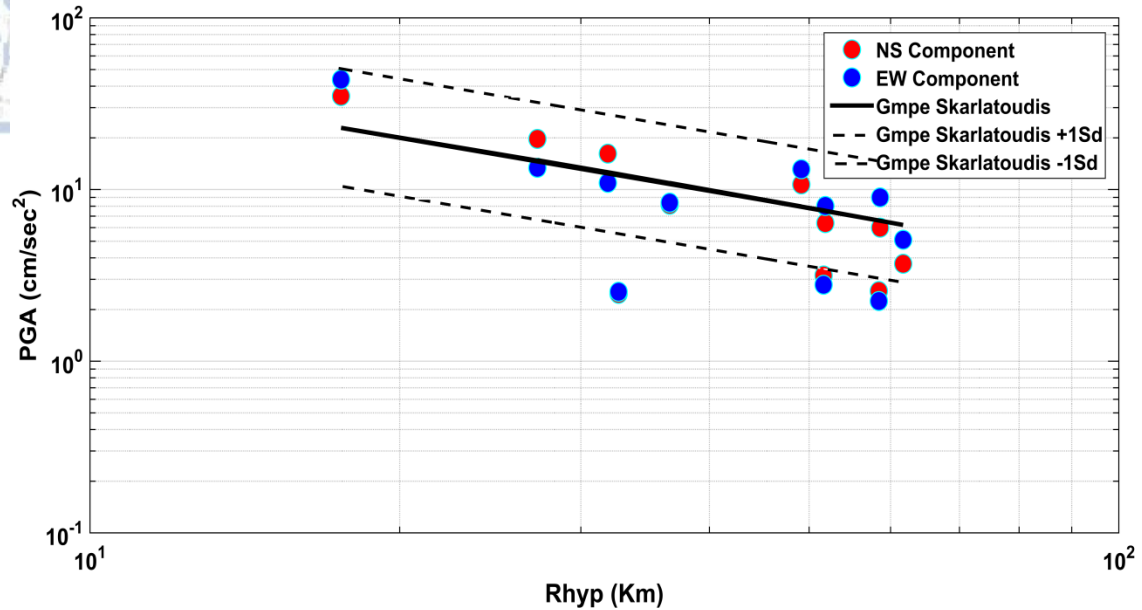


Σχήμα 3-21. Καταγραφή χρονοϊστορίας του μετασεισμού M5.3 στον σταθμό Bodrum.

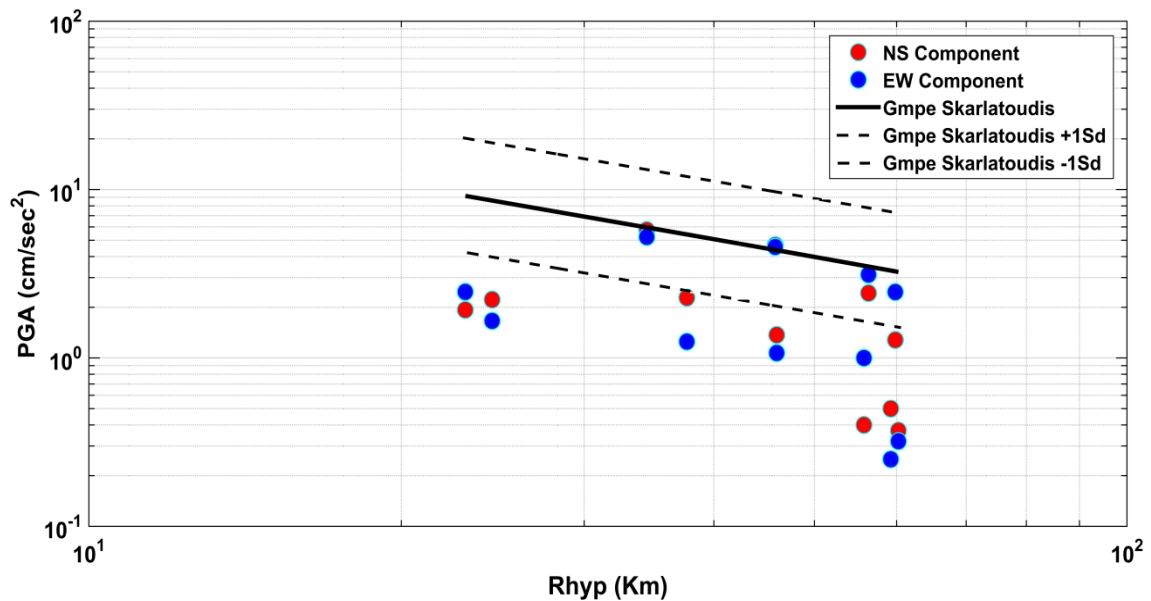


Σχήμα 3-22. Καταγραφή χρονοϊστορίας του μετασεισμού M4.4 στον σταθμό Bodrum.

Όσον αφορά το τρίτο κριτήριο, σχετικά με την απόσβεση της σεισμικής κίνησης, η μεταβολή των τιμών της PGA του μετασεισμού M5.3 σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση έδειξαν σαφώς καλύτερη συσχέτιση με τη σχέση εξασθένισης του (Skarlatoudis et al., 2004) (Σχήμα 3-23), η οποία έχει προταθεί για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο, από την αντίστοιχη μεταβολή των τιμών PGA του μετασεισμού με M4.4 (Σχήμα 3-24).



Σχήμα 3-23. Συσχέτιση της μεταβολής των μέγιστων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης στις δύο οριζόντιες συνιστώσες των καταγραφών του μετασεισμού με M5.3 με τη σχέση εξασθένισης των Skarlatoudis et al. (2004).



Σχήμα 3-24. Συσχέτιση της μεταβολής των μέγιστων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης στις δύο οριζόντιες συνιστώσες των καταγραφών του μετασεισμού με M4.4 με τη σχέση εξασθένισης των Skarlatoudis et al. (2004).

Με βάση τα παραπάνω, στα επόμενα βήματα οι προσομοιώσεις γίνονται με καταλληλότερο EGF τον μετασεισμό M5.3.

3.4.3 Διερεύνηση της κλίσης του ρήγματος

Στο βήμα αυτό επιχειρήθηκε να γίνει διάκριση της πραγματικής διεύθυνσης κλίσης του ρήγματος (προς Βορρά ή προς Νότο), η οποία και θα χρησιμοποιηθεί στην τελική προσομοίωση στην πόλη της Κω. Υπενθυμίζεται ότι με βάση τις προηγούμενες δημοσιεύσεις δεν είναι ξεκάθαρο αν το σεισμογόνο ρήγμα του 2017 κλίνει προς Βορρά ή προς Νότο, αν και η πλειοψηφία των σχετικών αποτελεσμάτων υποδεικνύει την προς βορρά διεύθυνση κλίσης.

Πραγματοποιήθηκαν λοιπόν οι προσομοιώσεις με EGF τον M5.3 (κύριος μετασεισμός της σεισμικής ακολουθίας), σε συνολικά 11 σταθμούς μελέτης (Σχήμα 3-4), για τα τρία μοντέλα ολίσθησης και για τους δύο πιθανούς προσανατολισμούς της κλίσης της επιφάνειας του ρήγματος (προς τον βορρά και προς τον νότο) και με τις δύο οριζόντιες συνιστώσες των επιταχυνσιογραμμάτων (Βορράς-Νότος και Ανατολή-Δύση). Η διάκριση της πραγματικής διεύθυνσης κλίσης του ρήγματος επιχειρήθηκε μέσω της παραμέτρου *Cdisp*, η οποία αναμένεται να έχει υψηλότερες τιμές στο σύνολο των εξεταζόμενων σταθμών για τη σωστή διεύθυνση κλίσης.

Όπως έχει προηγούμενα αναφερθεί, μεταξύ των παραμέτρων εισόδου του κώδικα που χρησιμοποιήθηκε, υπάρχουν δύο οι οποίες είναι ελεύθερες και θα πρέπει να βαθμονομηθούν. Πρόκειται για την παράμετρο C, η οποία αφορά στον λόγο της πτώσης τάσης μεταξύ του κύριου σεισμού και του μετασεισμού που χρησιμοποιείται ως EGF και την παράμετρο N, η οποία αφορά στον αριθμό των τμημάτων στα οποία διαιρείται η επιφάνεια του μοντέλου του σεισμικού ρήγματος. Για τον προσδιορισμό των C, N, χρησιμοποιήθηκαν οι εξισώσεις (2.14), (2.15), σύμφωνα με τις οποίες, A_o και a_o είναι τα πλάτη του επίπεδου τμήματος των φασμάτων Fourier των επιταχυνσιογραμμάτων του κύριου σεισμού και του EGF, αντίστοιχα, U_o και u_o είναι τα πλάτη του επίπεδου τμήματος των φασμάτων Fourier των χρονοιστοριών μεταθέσεων του κύριου σεισμού και

της EGF, και M_0 και m_0 είναι οι σεισμικές ροπές του κύριου σεισμού και της EGF, αντίστοιχα.

Μετά από εμπειρικές δοκιμές όσον αφορά το φίλτρο που εφαρμόζεται (B.P.F), αλλάζοντας τις τιμές της χαμηλής και της υψηλής συχνότητας από 0.05 – 0.20 και από 10 – 40 αντίστοιχα, προέκυψε εμπειρικά ότι το φίλτρο που δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα είναι το 0.05 – 10 (Hz). Αυτό σημαίνει ότι η EGF δεν έχει την απαραίτητη πληροφορία για να παράγει τις καταγραφές του κύριου σεισμού εκτός του συγκεκριμένου συχνοτικού εύρους. Μια άλλη παράμετρος η οποία χρειάστηκε να προσδιοριστεί εμπειρικά (trial and error), είναι το σημείο έναρξης της διάρρηξης για το οποίο έγινε προσπάθεια να βρίσκεται ακριβώς στην ίδια θέση πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος, που βρίσκεται και το πραγματικό σημείο έναρξης της διάρρηξης. Οι άλλες παράμετροι στο αρχείο εισόδου θεωρούνται γνωστές με βάση ανεξάρτητους υπολογισμούς (π.χ. παράταξη και γωνία κλίσης ρήγματος, γωνία ολίσθησης, επικεντρικές αποστάσεις, αζιμούθιο, μέγεθος μεγάλου σεισμού, μέγεθος μικρού σεισμού, ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων, ταχύτητα διάρρηξης, χρόνος ανάδυσης μεγάλου σεισμού) και δεν χρειάζεται διερεύνηση των τιμών τους. Η τιμή της παραμέτρου $Cdisp$, στο σύνολο των προσομοιώσεων, σε όλους τους σταθμούς και τις συνιστώσες που εξετάστηκαν, ήταν μεγαλύτερη όταν θεωρήθηκε διεύθυνση κλίσης του ρήγματος προς τον βορρά, απ' ότι όταν θεωρήθηκε η αντίστοιχη προς τον νότο (Πίνακας 3-6 και Πίνακας 3-7). (Βλ. Παράρτημα 1 για όλες τις προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης, για όλα τα μοντέλα, και με τις δύο συνιστώσες των καταγραφών, για τις δύο κλίσεις της επιφάνειας του ρήγματος). Στα Σχήματα 3-25 και 3-26 παρουσιάζεται ως αντιπροσωπευτικό παράδειγμα των σχετικών αποτελεσμάτων, η περίπτωση του σταθμού Bodrum. Στο Σχήμα 3-25 γίνεται σύγκριση των πραγματικών και συνθετικών χρονοϊστοριών του κύριου σεισμού και της EGF (συνιστώσα Βορρά-Νότου) στα πεδία της επιτάχυνσης, της ταχύτητας και της

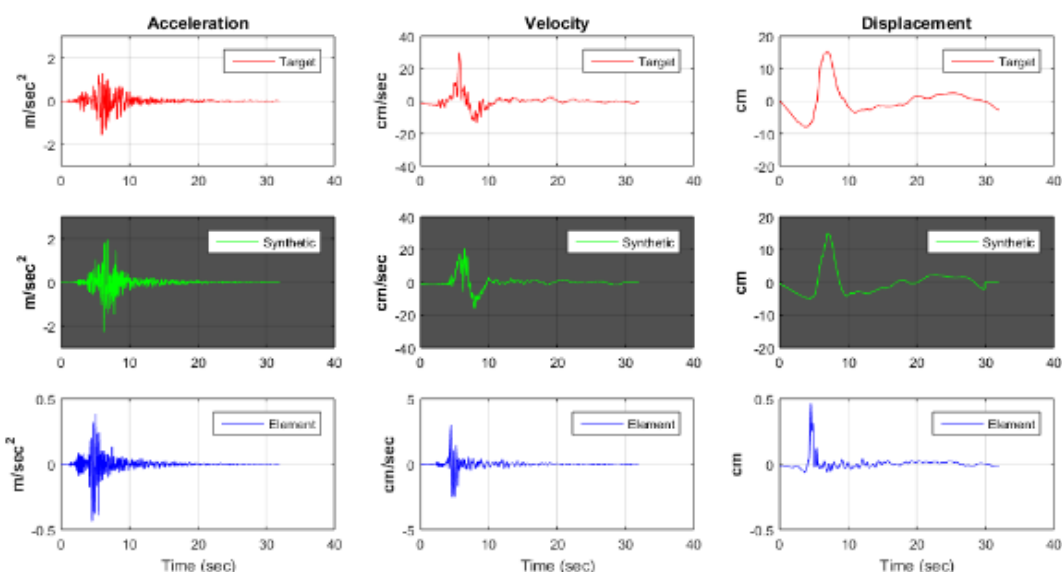
μετακίνησης για την περίπτωση του Model 1 και κλίση του επιπέδου του μοντέλου ρήγματος προς Βορρά. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για κλίση του επιπέδου του μοντέλου ρήγματος προς Νότο συγκρίνονται στο Σχήμα 3-26.

Πίνακας 3-6. Τιμές Cdisp που προέκυψαν για τις προσομοιώσεις με το Model 1 και για κλίση του ρήγματος προς Βορρά.

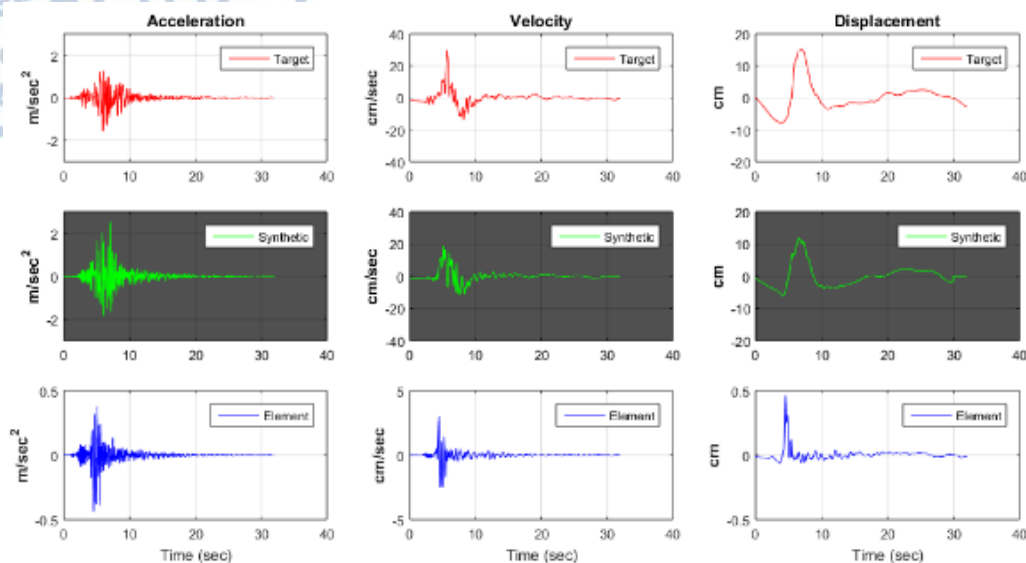
EGF Mw5.3	Model 1 NORTH DIPPING											
	Cor			Res			AmpRa			SMGA	Cvel	Cdisp
	Acc	Vel	Disp	Acc	Vel	Disp	Acc	Vel	Disp			
STATIONS												
AYDUN	0.20	0.20	0.76	2.14	3.82	3.36	2.04	3.98	4.66	13x9	0.01	0.05
BBRN	0.27	0.91	0.94	2.06	0.18	0.14	2.19	0.98	1.00	13x9	4.95	6.71
BODRUM	0.43	0.63	0.99	2.08	0.73	0.02	2.54	0.99	0.93	13x9	0.85	46.04
DATCA	0.42	0.70	0.97	2.00	0.78	0.07	2.41	1.50	1.01	21x15	0.60	13.72
GULLUK	0.36	0.93	0.99	1.48	0.15	0.05	1.56	1.12	1.18	13x9	5.54	16.78
KALIMNOS	0.41	0.59	0.88	1.22	0.97	0.38	0.81	1.48	0.68	19x15	0.41	1.57
MARMARIS	0.33	0.77	0.98	1.38	0.47	0.08	0.83	1.12	1.23	13x9	1.46	9.96
MILAS	0.31	0.79	0.92	2.28	0.43	0.16	2.50	0.88	0.91	13x9	1.62	5.23
MILAS2	0.21	0.40	0.92	2.96	2.62	1.94	3.04	3.10	3.49	12x8	0.05	0.14
NISIROS	0.44	0.46	0.63	3.94	1.25	0.75	4.59	1.52	0.95	13x9	0.24	0.80
OREN	0.32	0.02	0.41	1.36	2.64	1.53	1.11	2.24	0.55	13x9	0.00	0.15
											Σcnorth	101.15

Πίνακας 3-7. Τιμές Cdisp που προέκυψαν για τις προσομοιώσεις με το Model 1 και για κλίση του ρήγματος προς Νότο.

EGF Mw5.3	Model 1 SOUTH DIPPING											
	Cor			Res			AmpRa			SMGA	Cvel	Cdisp
	Acc	Vel	Disp	Acc	Vel	Disp	Acc	Vel	Disp			
AYDUN	0.29	0.25	0.73	1.81	1.51	3.37	1.84	1.13	4.61	13x9	0.15	0.05
BBRN	0.35	0.91	0.94	1.94	0.19	0.14	2.17	0.98	0.98	13x9	4.69	6.58
BODRUM	0.34	0.70	0.99	1.91	0.60	0.03	2.10	0.91	0.92	13x9	1.06	30.36
DATCA	0.44	0.67	0.96	1.49	0.67	0.25	1.82	1.04	0.66	21x15	0.96	2.53
GULLUK	0.37	0.92	0.98	1.26	0.16	0.04	1.02	0.98	1.07	13x9	5.64	22.90
KALIMNOS	0.32	0.59	0.87	1.38	1.19	0.38	1.12	1.82	0.70	19x15	0.27	1.60
MARMARIS	0.25	0.75	0.99	1.50	0.56	0.14	1.05	1.30	1.39	13x9	1.03	5.09
MILAS	0.25	0.79	0.93	1.81	0.45	0.16	1.72	0.82	0.86	13x9	1.44	5.00
MILAS2	0.27	0.52	0.92	2.30	2.75	1.87	2.42	3.50	3.41	12x8	0.05	0.14
NISIROS	0.60	0.51	0.64	3.28	1.07	0.75	4.24	1.34	0.88	13x9	0.36	0.75
OREN	0.32	0.02	0.41	1.36	2.64	1.53	1.13	2.42	0.59	13x9	0.00	0.16
											Σcsouth	75.16



Σχήμα 3-25. Αποτέλεσμα προσομοίωσης με το Model 1 για κλίση του ρήγματος προς Βορρά (σταθμός Bodrum, EGF: M5.3, συνιστώσα Βορράς-Νότος). Στο επάνω μέρος του σχήματος φαίνονται οι πραγματικές καταγραφές του κύριου σεισμού, στο μέσο οι αντίστοιχες συνθετικές και στο κάτω μέρος οι καταγραφές της EGF.



Σχήμα 3-26. Αποτέλεσμα προσομοίωσης με το Model 1 για κλίση του ρήγματος προς Νότο (σταθμός Bodrum, EGF: M5.3, συνιστώσα Βορράς-Νότος). Στο επάνω μέρος του σχήματος φαίνονται οι πραγματικές καταγραφές του κύριου σεισμού, στο μέσο οι αντίστοιχες συνθετικές και στο κάτω μέρος οι καταγραφές της EGF.

4 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΣΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΗΣ ΚΩ

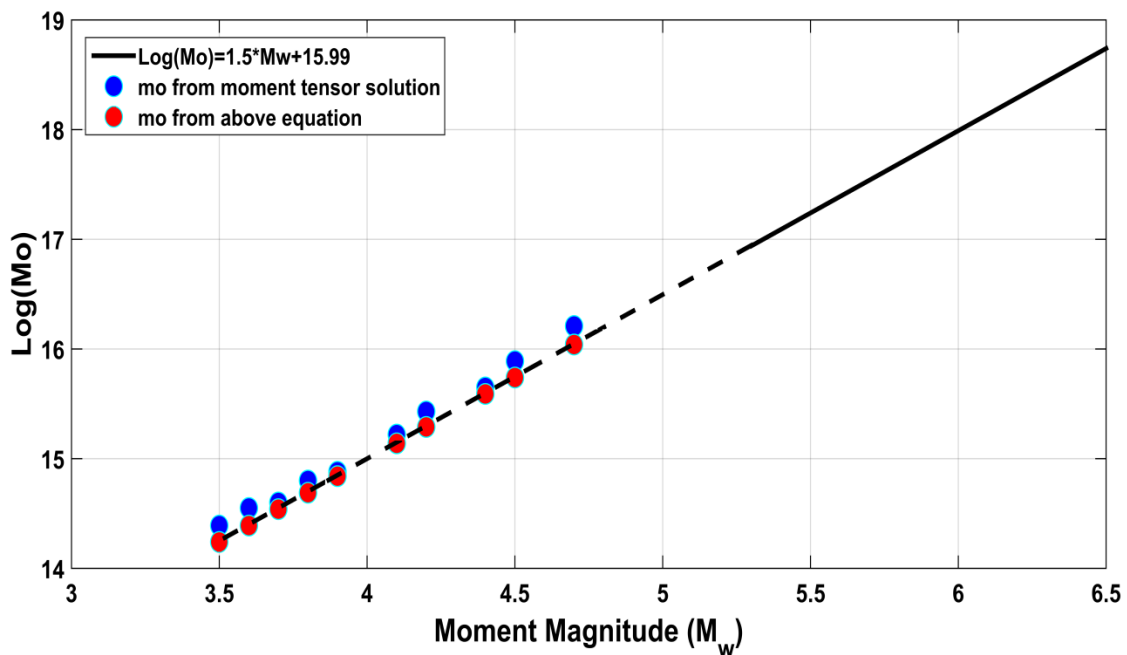
Προκειμένου να εκτιμηθούν οι παράμετροι εισόδου C , N , στον κώδικα για την προσομοίωση στην πόλη της Κω, ακολουθήθηκαν δύο προσεγγίσεις. Η πρώτη αφορά την εύρεση αυτών των τιμών από τη φασματική ανάλυση, όπως περιγράφηκε στις εξισώσεις (2.12), (2.13). Η δεύτερη προέκυψε από τη λύση του συστήματος εξισώσεων (2.12), (2.13). Συγκεκριμένα, από το σύνολο των μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας για το διάστημα από 20/07/2017 έως 31/10/2017, επιλέχθηκαν 69 μετασεισμοί με μέγεθος ροπής $3.0 \leq M \leq 5.3$, με σκοπό την εφαρμογή ελαχίστων τετραγώνων και τη δημιουργία εμπειρικής σχέσης που συνδέει την τιμή C και τον λόγο M_0/m_0 . Προέκυψαν οι σχέσεις (4.1), (4.2) με συντελεστή συσχέτισης 0.6. Οι τιμές C_B , N_B , αντιστοιχούν στις παραμέτρους εισόδου C , N , που περιγράφηκαν παραπάνω. Τα M_{0B} , m_{0B} , συμβολίζουν τη σεισμική ροπή του κύριου σεισμού και της EGF αντίστοιχα.

$$\text{Log} C_B = 0.38 \text{Log} \left(\frac{M_o}{m_o C_B} \right) - 0.55 \quad (4.1)$$

$$N_B = \sqrt[3]{\frac{M_o}{m_o C_B}} \quad (4.2)$$

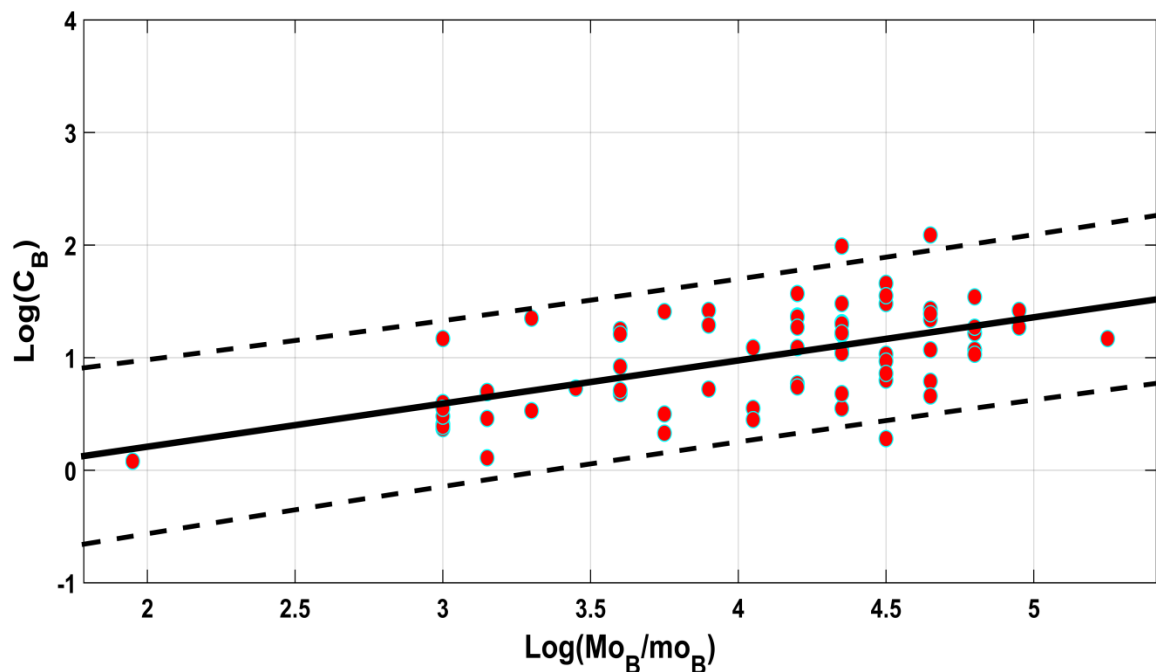
Για τον υπολογισμό των m_o των μετασεισμών χρησιμοποιήθηκε η σχέση (4.3) (Papazachos and Papazachou, 1997), κατά την οποία M_o είναι η σεισμική ροπή του εξεταζόμενου σεισμού και M_w το μέγεθος σεισμικής ροπής. Η σχέση αυτή όμως είχε προταθεί για μεγέθη σεισμών $M > 5$. Για τον λόγο αυτόν, χρησιμοποιήθηκαν 11 σεισμοί με μεγέθη $M < 5$ από τη διαδικτυακή βάση Γεωδυναμικού Ινστιτούτου της Αθήνας (NOA-IG), και συγκρίθηκαν τα m_o αυτών, υπολογισμένα μέσω του τανυστή σεισμικής ροπής, με τα αντίστοιχα που προβλέπει η εξίσωση (4.3). Από το Σχήμα 4-1, προκύπτει ικανοποιητική συμφωνία της εξίσωσης για μεγέθη μετασεισμών $M \geq 3.5$.

$$\text{Log} M_o = 1.50 M_w + 15.99 \quad (4.3)$$



Σχήμα 4-1. Συσχέτιση του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής μετασεισμών της ακολουθίας της Κω $3.5 \leq M \leq 5.4$, με το μέγεθος ροπής, M_w (σχέση 4.3).

Ως τιμές C , N υιοθετήθηκαν οι τιμές που προκύπτουν από τις εξισώσεις (4.1), (4.2) (Σχήμα 4-2). Ακόμη ως SMGA, χρησιμοποιήθηκε αυτή που έδωσε τα καλύτερα αποτελέσματα για το σταθμό Bodrum (13km x 9km).



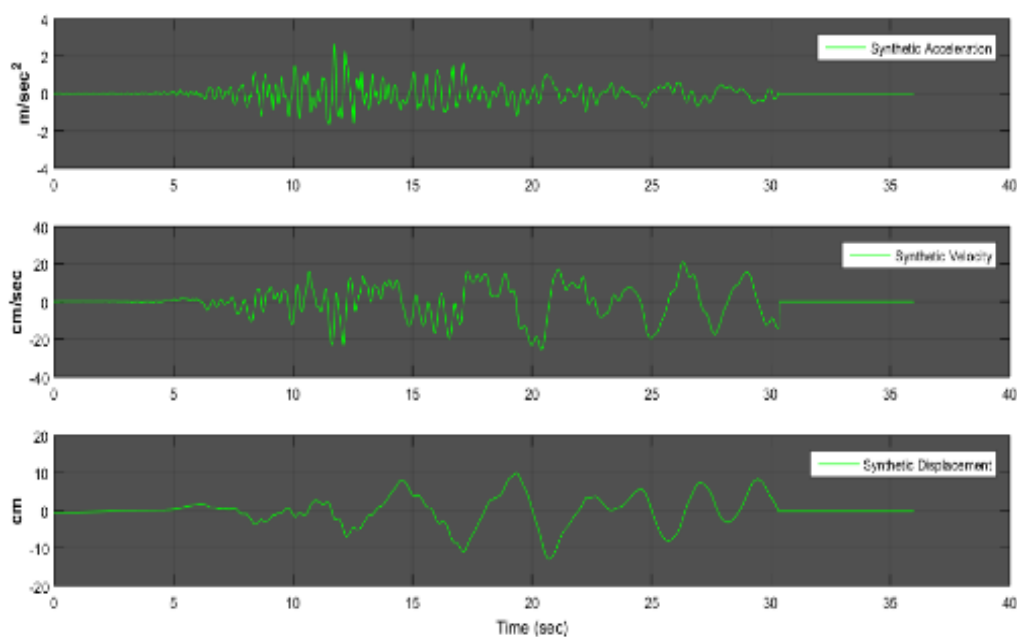
Σχήμα 4-2. Συσχέτιση του λόγου Mo/mo με την παράμετρο C .

Έχοντας λοιπόν όλα τα δεδομένα που περιγράφηκαν, ως εμπειρική συνάρτηση Green τον μετασεισμό $M5.3$ και κλίση του ρήγματος αυτήν προς Βορρά, μπορεί να πραγματοποιηθεί "τυφλή προσομοίωση" (βλ. Πίνακα 4.1 για input αρχείο) στην πόλη της Κω. Η σχετική διαδικασία και τα αποτελέσματα περιγράφονται στη συνέχεια.

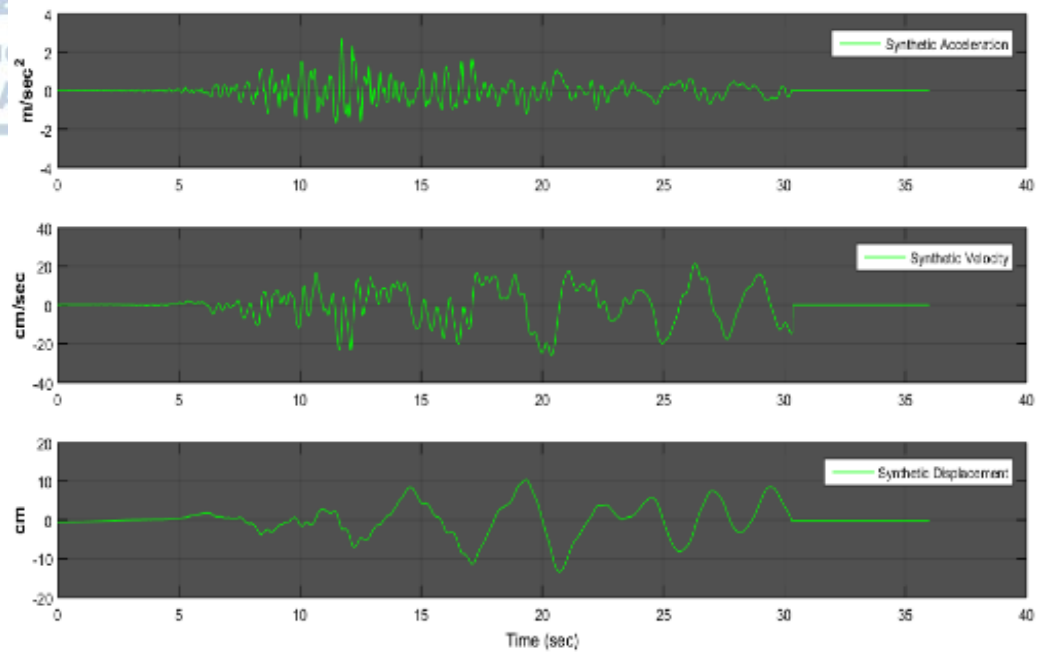
Πίνακας 4-1. Αρχείο εισόδου του κώδικα προσομοίωσης για τις προσομοιώσεις στον σταθμό KOS2 με EGF τον μετασεισμό M5.3 για τα τρία μοντέλα ολίσθησης (με κόκκινο οι τιμές για το Model 1, με μπλέ οι τιμές για το Model 2 και με γκρι οι τιμές για το Model 3) με σκοπό τον προσδιορισμό των παραμέτρων της ισχυρής κίνησης.

Symbol	Explanation	Value
fl	Χαμηλή Συχνότητα ζωνοπερατού φίλτρου (Hz)	0.05
fh	Συχνότητα αποκοπής ζωνοπερατού φίλτρου (Hz)	10
strike	Παράταξη °	275,265,278,93,102,97
dip	Γωνία κλίσης °	41,40,43,49,52,48
rake	Γωνία Ολίσθησης °	-88,-72,-102,-91,-112,-79
depth	Εστιακό βάθος (Km)	7,6,6
dx	Μήκος ρήγματος κατά μήκος της παράταξης (Km)	3.25
dw	Μήκος ρήγματος κατά μήκος της γωνίας κλίσης (Km)	2.25
tra	Χρόνος ανάδυσης του μετασεισμού EGF (sec)	0.43
nx	Αριθμός subfaults κατά μήκος της παράταξης	4.0
nw	Αριθμός subfaults κατά μήκος της γωνίας κλίσης	4.0
nt	Αριθμός του EGF που προστίθενται σε κάθε subfault	4.0
ntt	Παράμετρος για την αποφυγή της περιοδικότητας	28.0
nsx	Σημείο έναρξης της διάρρηξης κατά μήκος της παράταξης	4
nsw	Σημείο έναρξης της διάρρηξης κατά μήκος της γωνίας κλίσης	4
cfactor	Λόγος πτώσεων των τάσεων του κύριου σεισμού προς τον EGF	1.6
vs	Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων (Km/sec)	3.5
vr	Ταχύτητα διάρρηξης (Km/sec)	2.8
ird	Τρόπος διάδοσης της διάρρηξης	2.0
ipfm	Διόρθωση του radiation pattern	0.0
ep.dist	Επικεντρικές αποστάσεις των σεισμών από τον σταθμό (Km)	13.80 & 31.40
azimuth	Αζιμούθιο των σεισμών από τον σταθμό	235° & 230°
cmp	Γωνία που προσδιορίζει την συνιστώσα της καταγραφής	0.0
imdl	Χρονική συνάρτηση πηγής	3.0
ksm	Σημείο έναρξης της χρονοιστορίας του κύριου σεισμού	600
kem	Σημείο τέλους της χρονοιστορίας του κύριου σεισμού	3800
ksa	Σημείο έναρξης της χρονοιστορίας του μετασεισμού (EGF)	1060
kea	Σημείο τέλους της χρονοιστορίας του μετασεισμού (EGF)	4660
station	Όνομα σταθμού που χρησιμοποιείται στην προσομοίωση	KOS2
ratio/mag	Λόγος των μεγεθών των δύο σεισμών	6.6/5.3
is	Σημείο έναρξης του φάσματος Fourier του κύριου σεισμού	1500
ie	Σημείο τέλους του φάσματος Fourier του κύριου σεισμού	3500
iwind	Παράθυρο υπολογισμού φάσματος Fourier	100

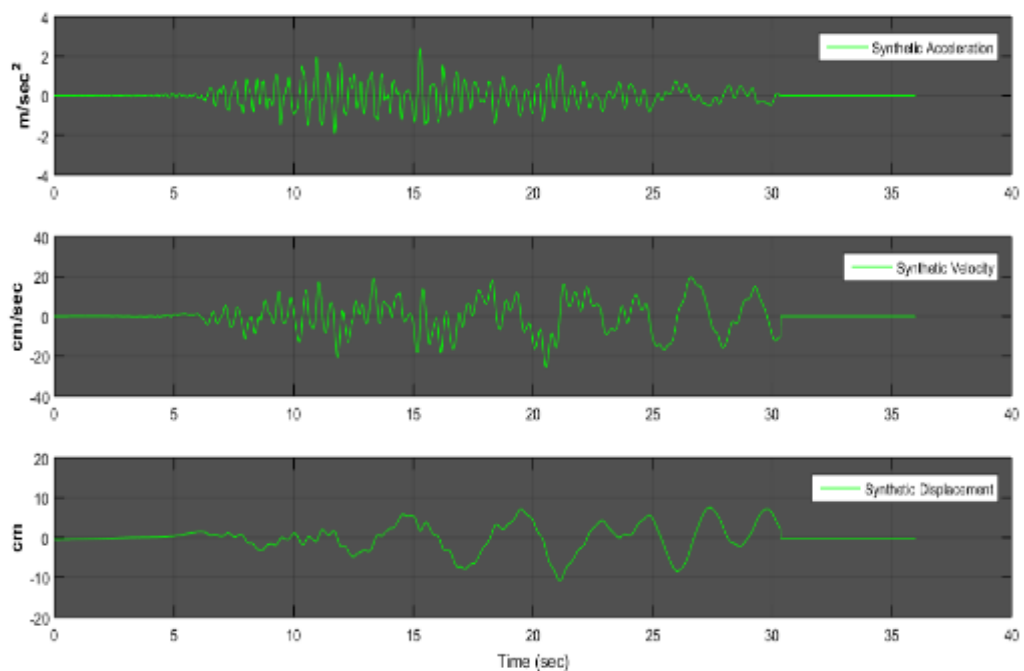
Αρχικά η προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης του σεισμού της 20/07/2017 (M6.6), στην πόλη της Κω, έγινε χρησιμοποιώντας διαδοχικά τα τρία διαφορετικά μοντέλα ολίσθησης, στις δύο οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης, για κλίση της επιφάνειας του ρήγματος προς τον βορρά, και για τους σταθμούς που παρουσίασαν τιμές $C_{disp} > 5$. Για τη συνιστώσα Βορρά-Νότου, οι σταθμοί που παρουσίασαν $C_{disp} > 5$ (πλήν του σταθμού Bodrum) είναι οι Gulluk, Datca και Marmaris. Αντίστοιχα, για τη συνιστώσα EW, είναι οι σταθμοί Aydyn και Bozburun. Στο σύνολο των προαναφερθέντων σταθμών, τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων που παρουσιάζουν μεγαλύτερη αξιοπιστία προερχόμενη από τα παραπάνω βήματα, είναι αυτά για τον σταθμό Bodrum και φαίνονται στα Σχήματα (4-3 – 4-8). Οι προσομοιώσεις με τους υπόλοιπους σταθμούς φαίνονται στο Παράρτημα 3.



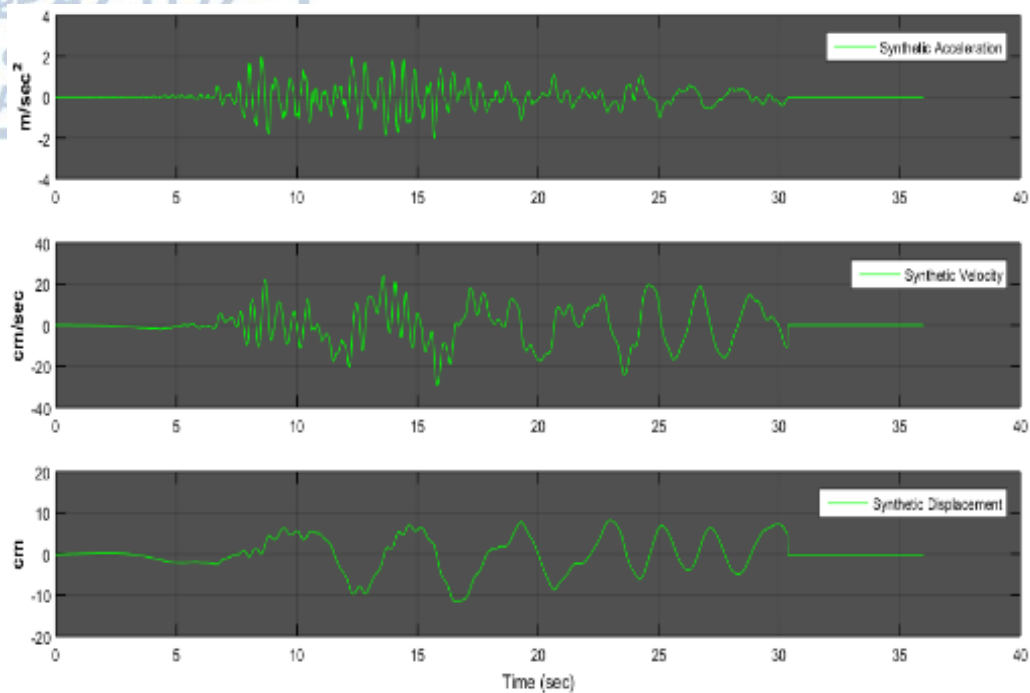
Σχήμα 4-3. Συνθετικές χρονοϊστορίες της εδαφικής κίνησης (διεύθυνση Βορράς-Νότος; από πάνω προς τα κάτω: εδαφική επιτάχυνση, ταχύτητα και μετάθεση) που προκάλεσε ο σεισμός M6.6 της 20^{ης} Ιουλίου 2017 στην πόλη της Κω, με βάση το Model 1.



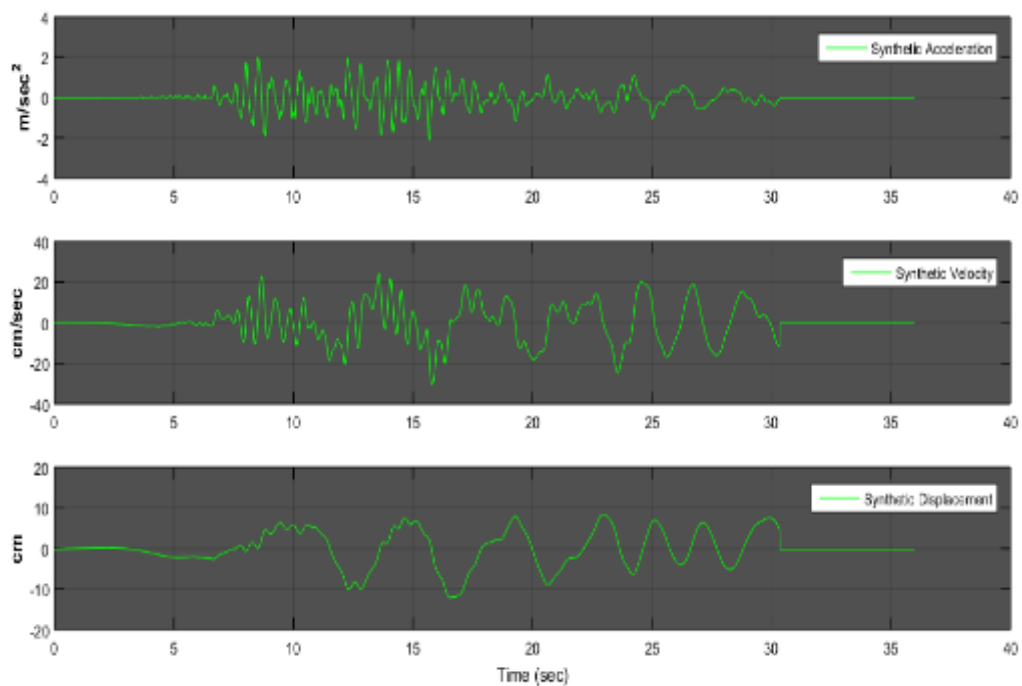
Σχήμα 4-4. Συνθετικές χρονοϊστορίες (διεύθυνση Βορράς-Νότος) του σεισμού M6.6 της 20^{ης} Ιουλίου 2017 στην πόλη της Κω, με βάση το Model 2.



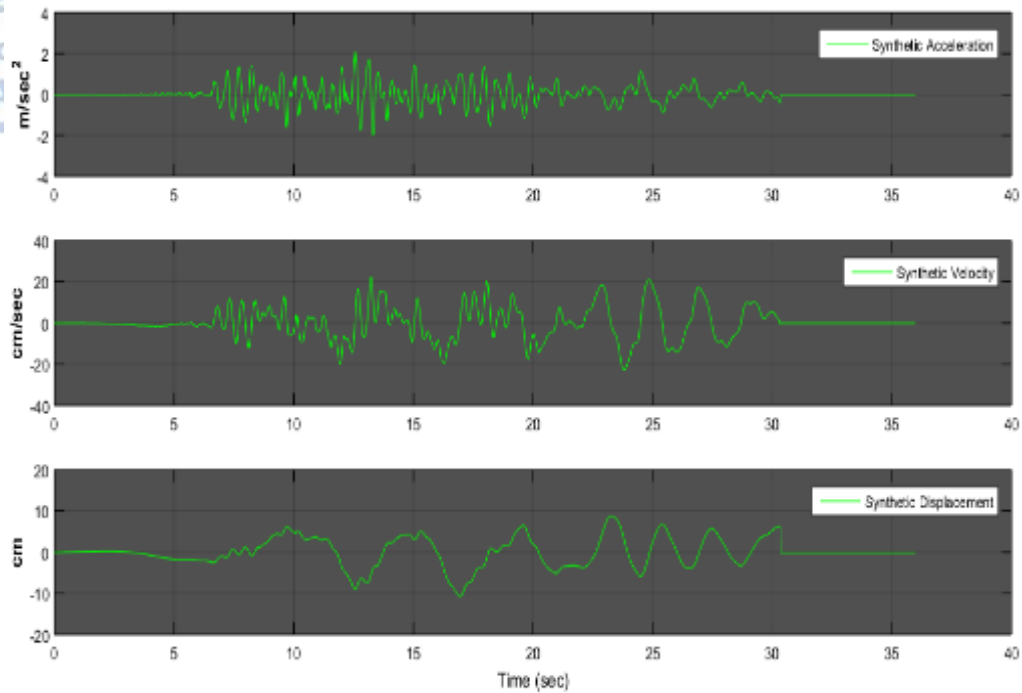
Σχήμα 4-5. Συνθετικές χρονοϊστορίες (διεύθυνση Βορράς-Νότος) του σεισμού M6.6 της 20^{ης} Ιουλίου 2017 στην πόλη της Κω, με βάση το Model 3.



Σχήμα 4-6. Συνθετικές χρονοϊστορίες (διεύθυνση Ανατολή-Δύση) του σεισμού M6.6 της 20^{ης} Ιουλίου 2017 στην πόλη της Κω, με βάση το Model 1.



Σχήμα 4-7. Συνθετικές χρονοϊστορίες (διεύθυνση Ανατολή-Δύση) του σεισμού M6.6 της 20^{ης} Ιουλίου 2017 στην πόλη της Κω, με βάση το Model 2.



Σχήμα 4-8. Συνθετικές χρονοϊστορίες (διεύθυνση Ανατολή-Δύση) του σεισμού M6.6 της 20^{ης} Ιουλίου 2017 στην πόλη της Κω, με βάση το Model 3.

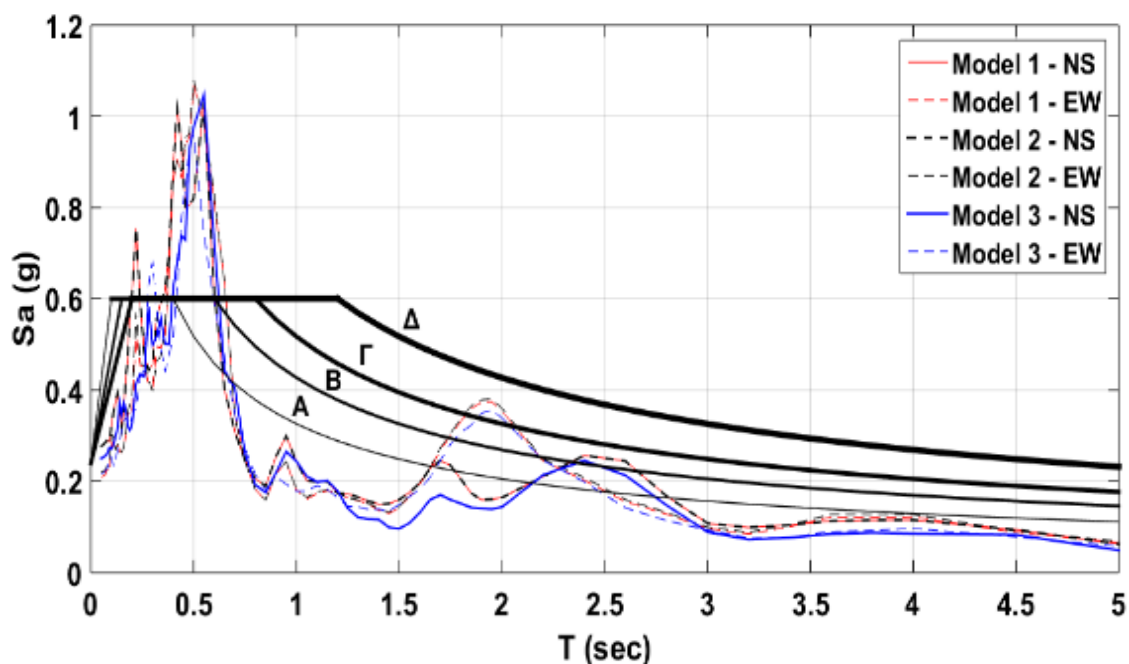
Οι προσομοιώσεις έδειξαν μέγιστες τιμές επιτάχυνσης μεταξύ 0.21g και 0.28g και διάρκεια ισχυρής σεισμικής κίνησης-περιβάλλουσα με εδαφική επιτάχυνση μεγαλύτερη του 0.1g -μεταξύ 12sec και 15sec. Στον Πίνακα 4.1 δίνονται οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετακίνησης των χρονοϊστοριών που προέκυψαν από την προσομοίωση για την πόλη της Κω. Η μέγιστη εδαφική ταχύτητα κυμάνθηκε μεταξύ 22cm/sec και 30cm/sec, και η μέγιστη εδαφική μετάθεση μεταξύ 10cm και 13cm.

Πίνακας 4.1. Τιμές PGA, PGV, PGD από την προσομοίωση για την πόλη της Κω για τις δυο οριζόντιες συνιστώσες.

ΜΟΝΤΕΛΑ	ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ ΒΟΡΡΑΣ-ΝΟΤΟΣ			ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ ΑΝΑΤΟΛΗ-ΔΥΣΗ		
	$A(\frac{cm}{sec^2})$	$V(\frac{cm}{sec})$	$D(cm)$	$A(\frac{cm}{sec^2})$	$V(\frac{cm}{sec})$	$D(cm)$
1	265	25	12	201	29	11
2	273	26	13	211	30	12
3	240	26	10	208	22	10

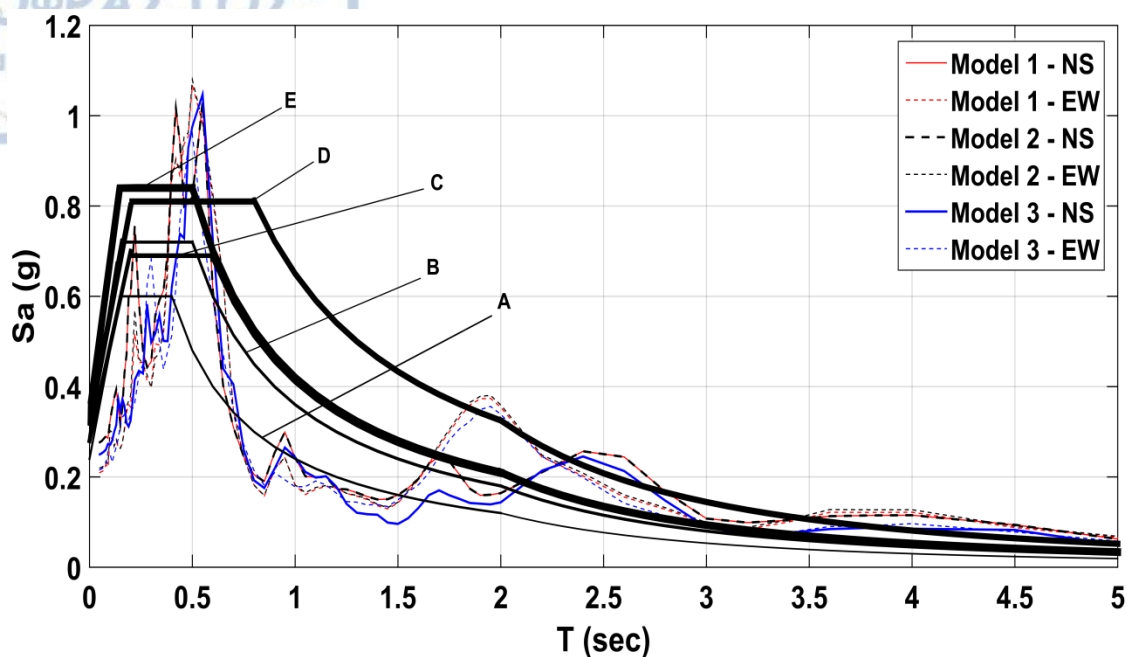
Στο Σχήμα 4-9 δίνονται τα φάσματα απόκρισης της επιτάχυνσης, για απόσβεση $D=0.05$, που προέκυψαν από την προσομοίωση για την πόλη της Κω, με τα τρία παραπάνω μοντέλα, και συγκρίνονται με τα ελαστικά φάσματα σχεδιασμού του ΕΑΚ2000 για τέσσερις κατηγορίες εδαφικών συνθηκών.

Παρατηρείται ότι σε ιδιοπεριόδους $T < 0.35\text{sec}$ και $T > 0.65\text{sec}$ και για κατηγορίες εδαφών Β, Γ - οι οποίες με βάση την επιφανειακή γεωλογία της περιοχής μπορούν να θεωρηθούν ως αντιπροσωπευτικές της εξεταζόμενης θέσης - το ελαστικό φάσμα του κανονισμού καλύπτει τα φάσματα απόκρισης των συνθετικών κινήσεων. Ωστόσο, για το εύρος ιδιοπεριόδων $0.35\text{sec} < T < 0.65\text{sec}$, είναι προφανής η υπέρβαση των τιμών του φάσματος σχεδιασμού κατά 70%.



Σχήμα 4-9. Φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης (απόσβεση $D=0.05$), των συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων και ελαστικά φάσματα σχεδιασμού του ΕΑΚ2000 για τέσσερις κατηγορίες εδαφικών συνθηκών.

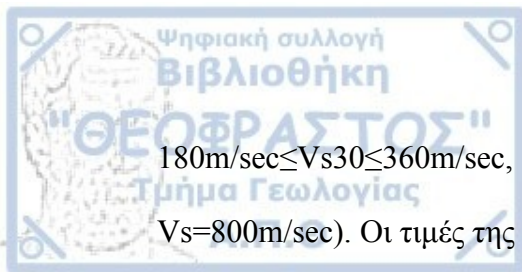
Ακόμη γίνεται σύγκριση των ελαστικών φασμάτων απόκρισης των συνθετικών χρονοϊστοριών με τα φάσματα σχεδιασμού κατά EC8 (Eurocode 8), και η οποία φαίνεται στο Σχήμα 4-10.



Σχήμα 4-10. Φάσματα απόκρισης επιτάχυνσης (απόσβεση $D=0.05$), των συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων και ελαστικά φάσματα σχεδιασμού του EC8 για πέντε κατηγορίες εδαφικών συνθηκών.

Παρατηρείται λοιπόν ότι σε ιδιοπεριόδους $T < 0.35\text{sec}$ και $T > 0.65\text{sec}$ και για κατηγορίες εδαφών B, C - οι οποίες με βάση την επιφανειακή γεωλογία της περιοχής μπορούν να θεωρηθούν ως αντιπροσωπευτικές της εξεταζόμενης θέσης - το ελαστικό φάσμα του κανονισμού καλύπτει τα φάσματα απόκρισης των συνθετικών κινήσεων. Ωστόσο, για το εύρος ιδιοπεριόδων $0.35\text{sec} < T < 0.65\text{sec}$, είναι προφανής η υπέρβαση των τιμών του φάσματος σχεδιασμού κατά 55%.

Εκτίμηση της ισχυρής σεισμικής δόνησης στην πόλη της Κω έγινε και από τους Ψυχάρη και Ταφλαμπά (2017), η οποία βασίστηκε σε σχέσεις πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης καθώς και στα διαθέσιμα για την περίοδο εκείνη στοιχεία και συγκεκριμένα: (α) στο ότι η πόλη της Κω βρίσκεται πάνω στην προβολή του σεισμικού ρήγματος, (β) στο ότι το κανονικό ρήγμα βυθίζεται από βορρά προς νότο και (γ) στο ότι οι τοπικές εδαφικές συνθήκες εντάσσονται πρακτικά στην ειδική κατηγορία E του Ευρωκώδικα-EC8 (πάχος αλλουβιακών αποθέσεων $\leq 20\text{m}$, με ταχύτητες εγκαρσίων κυμάτων



$180\text{m/sec} \leq V_s \leq 360\text{m/sec}$, με βραχώδες υπόβαθρο ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων $V_s=800\text{m/sec}$). Οι τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που προτάθηκαν, είναι 2 έως

2.5 φορές υψηλότερες από αυτές που εκτιμήθηκαν στην παρούσα εργασία. Αντίστοιχη υπερεκτίμηση παρατηρήθηκε και στις φασματικές τιμές, ιδίως σε ιδιοπεριόδους $0.5\text{sec} < T < 1.5\text{ sec}$. Η σημαντική απόκλιση των αποτελεσμάτων μεταξύ των δύο προσεγγίσεων πρέπει να αναζητηθεί τόσο στα προαναφερθέντα στοιχεία των υποθέσεων (α), (β) και (γ), όσο και στην υπόθεση της κατηγορίας εδαφικού σχηματισμού, Ε κατά EC8, η οποία ενίσχυσε σημαντικά τη εκτίμηση της σεισμική δόνησης στην πόλη της Κω με τη χρήση της καταγραφής στο Bodrum ως σεισμικής κίνησης εισόδου.

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Στην εργασία αυτή πραγματοποιήθηκε εκτίμηση της ισχυρής σεισμικής δόνησης στην πόλη της Κω από τον σεισμό της 20/7/2017, 22:31GMT (M6.6). Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green (EGF) λαμβάνοντας υπόψη το τμήμα της επιφάνειας ολίσθησης από το οποία εκλύθηκε η περισσότερη ενέργεια (SMGA) και κατά συνέπεια το τμήμα που κατά κύριο λόγο προκάλεσε την ισχυρή σεισμική κίνηση στην επιφάνεια της Γης. Προτάθηκε διαδικασία επιλογής των καταλληλότερων μετασεισμών της ακολουθίας για να χρησιμοποιηθούν ως EGF κατά την προσομοίωση. Επιπρόσθετα, προτάθηκε μεθοδολογία για τη διακριτοποίηση της SMGA (Cdisp, N), η οποία βασίστηκε σε ικανό αριθμό μετασεισμών του σεισμογόνου χώρου.

Πραγματοποιήθηκε σειρά προσομοιώσεων όπου εξετάστηκαν, σε έντεκα θέσεις επιταχυνσιογράφων, τρία δημοσιευμένα μοντέλα κατανομής της ολίσθησης του σεισμού του 2017 ως προς τη δυνατότητά τους να αναπαράγουν τις καταγεγραμμένες χρονοιστορίες επιτάχυνσης. Τα μοντέλα αυτά, εκτός από διαφορές στις διαστάσεις της περιοχής που ολίσθησε και τα επιμέρους χαρακτηριστικά της κατανομής της ολίσθησης, δεν συμφωνούσαν ως προς τη διεύθυνση κλίσης της ρηξιγενούς επιφάνειας. Για τον λόγο αυτόν δόθηκε ιδιαίτερη βαρύτητα στο να αποσαφηνιστεί, μέσω των προσομοιώσεων, ποια από τις δυο διευθύνσεις κλίσεις (προς βορρά ή προς νότο) δίνει αποτελέσματα περισσότερο συμβατά με τις καταγεγραμμένες χρονοιστορίες της εδαφικής επιτάχυνσης.

Από τη συγκριτική ανάλυση των αποτελεσμάτων προέκυψε ότι:

- Οι προσομοιώσεις που βασίστηκαν σε προς βορρά κλίση του σεισμικού ρήγματος έδωσαν τις μικρότερες αποκλίσεις πραγματικών και συνθετικών καταγραφών.

- Κατά συνέπεια, τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας υποστηρίζουν τα μοντέλα εκείνα που περιλαμβάνουν διάρρηξη του επιπέδου του μηχανισμού γένεσης του σεισμού του 2017 που κλίνει προς Βορρά.

Μετά από τη διερεύνηση και τον προσδιορισμό του βέλτιστου μοντέλου σεισμικής πηγής μέσω προσομοιώσεων των καταγραφών του κύριου σεισμού σε έντεκα θέσεις επιταχυνσιογράφων, πραγματοποιήθηκε «τυφλή» προσομοίωση για την πόλη της Κω, δηλαδή προσομοίωση σε θέση όπου δεν υπήρχε καταγραφή του κύριου σεισμού, αλλά υπήρχαν καταγραφές μικρότερων σεισμών που μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν ως EGF. Τα αποτελέσματα συνοψίζονται ως εξής:

- Οι τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης ($0.21g \leq PGA \leq 0.28g$) των συνθετικών χρονοϊστοριών που υπολογίστηκαν για την πόλη της Κω δεν απέχουν από την επιτάχυνση σχεδιασμού του ΕΑΚ2000, $0.24g$, για τη ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας ΙΙΙ, όπου ανήκει η ευρύτερη περιοχή μελέτης.
- Οι φασματικές επιταχύνσεις που προέκυψαν για ιδιοπεριόδους $T \leq 0.35\text{sec}$ καλύπτονται ικανοποιητικά από τις φασματικές τιμές σχεδιασμού του κανονισμού, παρατήρηση που βρίσκεται σε καλή συμφωνία με τις περιορισμένες βλάβες που προκάλεσε ο υπό μελέτη σεισμός στα κτήρια από οπλισμένο σκυρόδεμα (Ο/Σ) της πόλης.
- Τα φάσματα απόκρισης των συνθετικών χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν υπερβαίνουν κατά 70% τις τιμές των ελαστικών φασμάτων σχεδιασμού στο εύρος των ιδιοπεριόδων $0.35\text{sec} < T < 0.65\text{sec}$. Αυτή η υπέρβαση, όμως, δεν θα μπορούσε να οδηγήσει σε σημαντικές βλάβες των σύγχρονων κτιρίων από Ο/Σ δεδομένης της υπεραντοχής (πρακτικά σχεδιασμό για αντοχή σε ισχυρότερη κίνηση από αυτήν που υποδεικνύουν οι κανονιστικές διατάξεις) που αυτά διαθέτουν έναντι σεισμικών δράσεων.



- Σχετικά με τις βλάβες - μερικές ή ολικές καταρρεύσεις - που παρατηρήθηκαν σε δύσκαμπτες και μνημειακές κατασκευές καθώς και σε λιμενικά έργα, η παρούσα εργασία δεν μπορεί να απαντήσει στο εάν οι προτεινόμενες συνθετικές κινήσεις μπορούν να τις ερμηνεύσουν καθώς κάτι τέτοιο απαιτεί ειδική μελέτη της δυναμικής συμπεριφοράς των εν λόγω κατασκευών με τη χρήση των συνθετικών επιταχυνσιογραφημάτων.

- Abrahamson & Somerville (1996), Effects of the Hanging Wall and Footwall on Ground Motions Recorded during the Northridge Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 1B, pp. 593-599.
- Abrahamson N. A., Silva W. J. (1997), Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, Seismological Research Letters, Vol. 68, No. 1, 94-127.
- Akansel V., Ameri G., Askan A., EERI M., Caner A., Erdil B., Kale O., Okuyucu D. (2014), The 23 October 2011 Mw7.0 Van (Eastern Turkey) Earthquake: Interpretations of Recorded Strong Ground Motions and Post-Earthquake Conditions of Nearby Structures, Earthquake Spectra, Vol. 30, No. 2, pp. 657-682.
- Aki K. (1967), Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res. 72, 1217-1231.
- Anderson H., Jackson J. (1987), Active tectonics of the Adriatic region, Geophysical J. R. Astr. Soc., 91, 937-983.
- Asano K. (2018), Source Modeling of an Mw 5.9 Earthquake in the Nankai Trough, Southwest Japan, Using Offshore and Onshore Strong-Motion Waveform Records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 108, pp. 1231-1239.
- Bard P-Y., M. Campillo, F. J. Cha'vez-Garcia, F. Sa'nchez-Sesma (1988), The Mexico Earthquake of September 19, 1985-A, Theoretical investigation of Large and Small scale Amplification Effects in the Mexico City Valley, Earthquake Spectra: August 1988, Vol. 4, No. 3, pp. 609-633.
- Beresnev A., Wen K. (1996), Nonlinear Soil Response, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 6, pp. 1964-1978.

Borcherdt R. D. (1996), Preliminary amplification estimates inferred from strong ground-motion recordings of the Northridge earthquake of January 17, 1994, Proc. International Workshop on Site Response Subjected to Strong Earthquake Motions , Port and Harbor Research Institute, January 16-17, Yokosuka, Japan, I, 24-33; II, 21-46.

Brune J. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journal of Geophysical Research, 75(26), pp.4997-5009.

Campbell K. W. (1985), Strong ground motions attenuation relations: A ten-year perspective, Earthquake-Spectra, Vol. 1, No. 4, pp. 759-804.

Caputo R., Pavlides S. (2013), The Greek Database of Seismogenic Sources (GreDaSS), version 2.0: A compilation of potential seismogenic sources ($M_w > 5.5$) in the Aegean Region. <http://gredass.unife.it/>.

Chang C. H. (2004), Application of a dense seismic network data on the study of seismogenic structures of central and eastern Taiwan, Ph.D. Thesis, Institute of Geophysics, National Central University, 156 pp.

Choudhury P., Chopra S., Singha K., Sharma J., B. K. Rastogi. (2017), Revisiting the 1956 Anjar Earthquake in Western India: Empirical Green's Function Approach, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 107, pp. 592-602.

Desio A. 1931, Le isole Italiane dell'Egeo.

Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pecerrillo A., Villari L. (1985), Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean region. In: J. F. Dixon and A.H.F. Robertson (Editors), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Blackwell Publ., Oxford, pp. 848.

Ganas A., Elias P., Kapetanidis V., Valkaniotis S., Briole P., Kassaras I., Argyrakis P., Barberopoulou A., Moshou A. (2019), The July 20, 2017 M6.6 Kos Earthquake:

Seismic and Geodetic Evidence for an Active North-Dipping Normal Fault at the Western End of the Gulf of Gökova (SE Aegean Sea), Pure and Applied Geophysics.

Ganas A., Parsons T. (2009), Three-dimensional model of Hellenic Arc deformation and origin of the Cretan uplift, Journal of Geophysical Research, Vol. 114, B06404.

Hartzell S. (1978), Earthquake aftershocks as Green's functions, Geophysical Research Letters, 5, 1-4.

Hartzell S. H., Heaton T. H. (1985), Teleseismic time functions for large shallow subduction zone earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 965-1004.

Haskell N. A. (1964), Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation From Propagating Faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 54, No. 6, pp. 1811-1841.

Housner G. W., Jennings P. C. (1964), Generation of Artificial Earthquakes, ASCE, Journal of the Engineering Mechanics Division, Vol. 90, No. 1, pp. 113-150.

Irikura K. (1983), Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., Vol. 33, Part 2, No 298.

Irikura K. (1986), Prediction of Strong Acceleration Motions Using Empirical Green's Function, Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium.

Irikura K., Kagawa T. and Sekigushi H. (1997), Seism. Soc. Japan, 2, B25.

Irikura K., Kamae K. (1994), Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, ANNALI DI GEOFISICA, Vol. XXXVII, N. 6, pp. 1721-1743.

Irikura K., Miyakoshi K., Kamae K., Yoshida K., Somei K., Kurahashi S., Miyake H. (2017), Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, Earth, Planets and Space, 69:10.

Ishihara K. (1996), Soil Behaviour in Earthquake Geotechnics, Clarendon Press.

Jibson R .W., Harp E. L., Schulz W., Keefer D. K. (2004), Landslides triggered by the 2002 M-7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking, Earthq. Spectra 20, 669, 691.

Karasözen E., Nissen E., Büyükakpınar P., Cambaz M., Kahraman M., Ertan E., Abgarmi B., Bergman E., Ghods A., Ozacar A. (2018), The 2017 July 20 Mw 6.6 Bodrum-Kos earthquake illuminates active faulting in the Gulf of Gökova, SW Turkey, Geophysical Journal International, 214, 185-199.

Karnik V. (1969), Seismicity of the European Area, Part 1, Reidel, Dordrecht, 364 pp.

Kiratzí A., Koskosídi A. (2018), Constrains on the Near-Source Motions of the Kos-Bodrum 20 July 2017 Mw6.6 Earthquake, 16th European Conference on Earthquake Engineering, pp. 13, ID 11450.

Konca., Guvercin E., Ozarpaci S., Ozdemir A., Funning G., Dogan U., Ergintav S., Floyd M., Karabulut H., Reilinger R. (2019), Slip distribution of the 2017 Mw6.6 Bodrum-Kos earthquake: resolving the ambiguity of fault geometry.

Lee C-P., Tsai Y-B., and Wen K-L. (2006), Analysis of non linear site response using the LSST downhole accelerometer array data, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 26, No. 5, pp. 435-460.

McGuire R. K. (1978), Seismic ground motion parameter relations, Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE, Vol. 104, No. GT4, pp. 481-490.

Miyake H., Iwata T., Irikura K. (2003), Source Characterization for Broadband Ground-Motion Simulation Kinematic Heterogeneous Source Model and Strong Motion Generation Area, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, pp. 2531-2545.

Mori J., Somerville P. (2006), Seismology and Strong Ground Motions in the 2004 Niigata Ken Chuetsu , Japan, Earthquake Spectra, Vol. 22, No. S1, pp. 9-21.

Newmark N., Hall W. (1982), Earthquake spectra and design, EERI Monograph Series, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA.

Papathanassiou G., Valkaniotis S., Pavlides S. (2019), The July 20, 2017 Bodrum-Kos, Aegean Sea Mw=6.6 earthquake; Preliminary field observations and image-based survey on a lateral spreading site, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 116, 668-680.

Papazachos B. and C. Papazachou (1997), The Earthquakes of Greece (Ziti Publ., Thessaloniki), pp. 356.

Papazachos B. C., Comninakis P. E. (1978), Deep structure and tectonics of the eastern Mediterranean., Tectonophysics, 46: 285-296.

Papazachos B. C., Comninakis P., Hatzidimitriou P., Kiriakidis E., Kiratzi A., Panagiotopoulos D., Tzanis E. (1982), Atlas of isoseismal maps of earthquakes in Greece 1902-1981. Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessaloniki, No 4, 125p.

Papazachos B. C., Papadimitriou E. E., Kiratzi A. A., Papazachos C. B., and E. K.

Louvari. (1998), Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 39, 199-218.

Papazachos B., Margaris B., Theodulidis N. P., Papaioannou C. A. (1992), Seismic hazard assessment in Greece based on strong motion duration, In *Proceedings of 10th W.C.E.E.*, volume 2, pages 425-430, Madrid.

Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodoulidis N., Papaioannou C. (2002), S-wave spectral analysis of the 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) aftershock sequence, *Journal of Seismology*, 6: 219-236.

Saltogianni V., Taymaz T., Yolsal-Cevikbilen S., Eken T., Gianniou M., Ocalan T., Pytharouli S., Stiros S. (Aug. 2017), Fault Model of the 2017 Kos-Bodrum (east Aegean Sea) Mw 6.6 earthquake from inversion of seismological and GPS data – Preliminary Report.

Shearer P. M. (1999), *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press, 171-184.

Singh J. P. (1981), The influence of seismic source directivity on strong ground motions, Ph.D. Thesis California Univ. Berkeley.

Skarlatoudis A. A., Theodulidis N., Papaioannou Ch., Roumelioti Z. (2004), The Dependence of Peak Horizontal Acceleration on Magnitude and Distance from Small Magnitude Earthquakes in Greece, (2004), 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 1857.

Somerville P., Irikura K., Graves R., Sawada S., Wald D., Abrahamson N., Iwasaki Y., Kagawa T., Smith N., Kowada A. (1999), Characterizing Crustal Earthquake Slip

Somerville P., Smith N., Graves R., Abrahamson N. (1997), Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity, Seismological Research Letters, 68(1), 199-222.

Theodulidis N. and Lekidis V. (1996), The Kozani-Grevena, northern Greece, earthquake of May 13, 1995: Strong motion data and structural response, European Earthq. Engin., 1, 3-13.

Theodulidis N. P., Papazachos B. C. (1992), Dependence of strong ground motion on magnitude-distance , site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece: I, peak horizontal acceleration, velocity and displacement., Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 11(7), 387-402.

Trifunac M. D., Brady A. G. (1975), A Study on the Duration of Strong Earthquake Ground Motion, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 65, No. 3, pp. 581-626.

Wood H. O., Neumann F. (1931), Modified Mercalli Intensity Scale of 1931, Bulletin of the Seismological Society of America, 21, 4, pp. 277-283.

Ελληνόγλωσσες

Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (ΙΤΣΑΚ)., (Αυγ. 2017), Σεισμός Κω Mw6.6 της 21/07/2017-Προκαταρκτική Έκθεση.
www.itsak.gr/uploads/news/earthquake_reports/EQ_COS_20170721_M6.6.pdf.

Κοκκάλας Σ., Γεωδυναμική εξέλιξη του ΝΑ τμήματος του Ελληνικού τόξου, Διδακτορική διατριβή (2000).

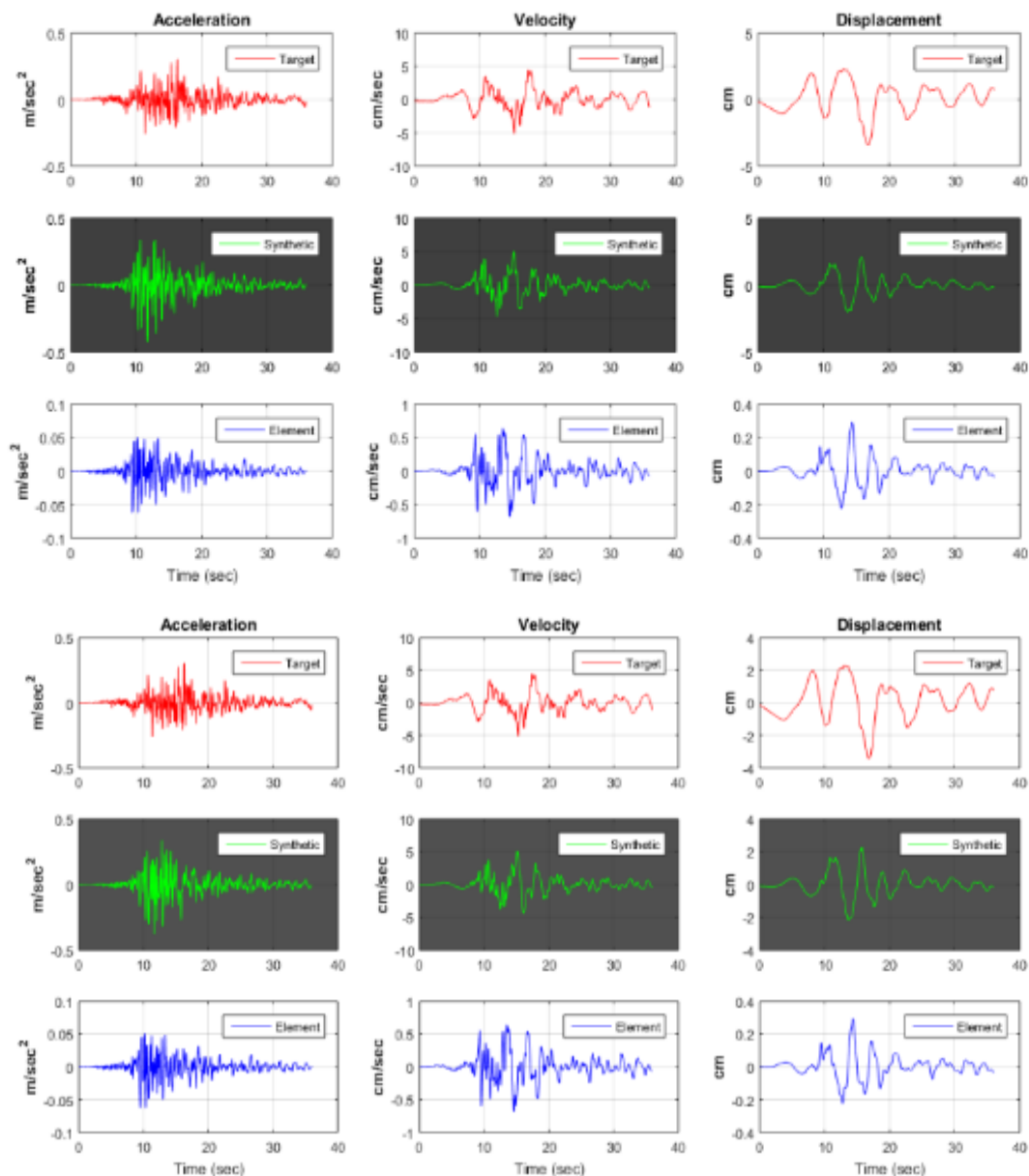


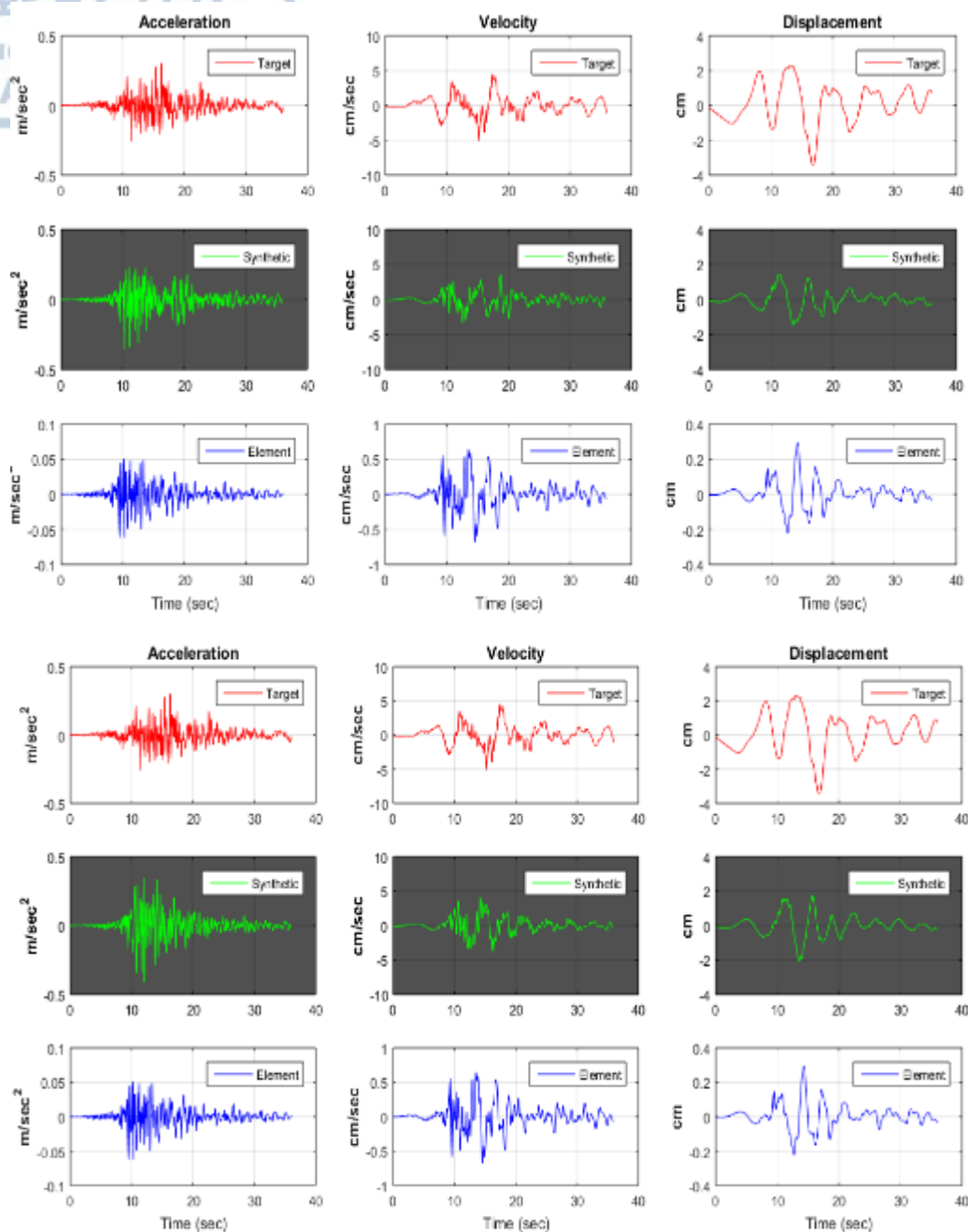
Μουντράκης Δ., (2010), Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας, UniversityStudioPress, Θεσσαλονίκη.

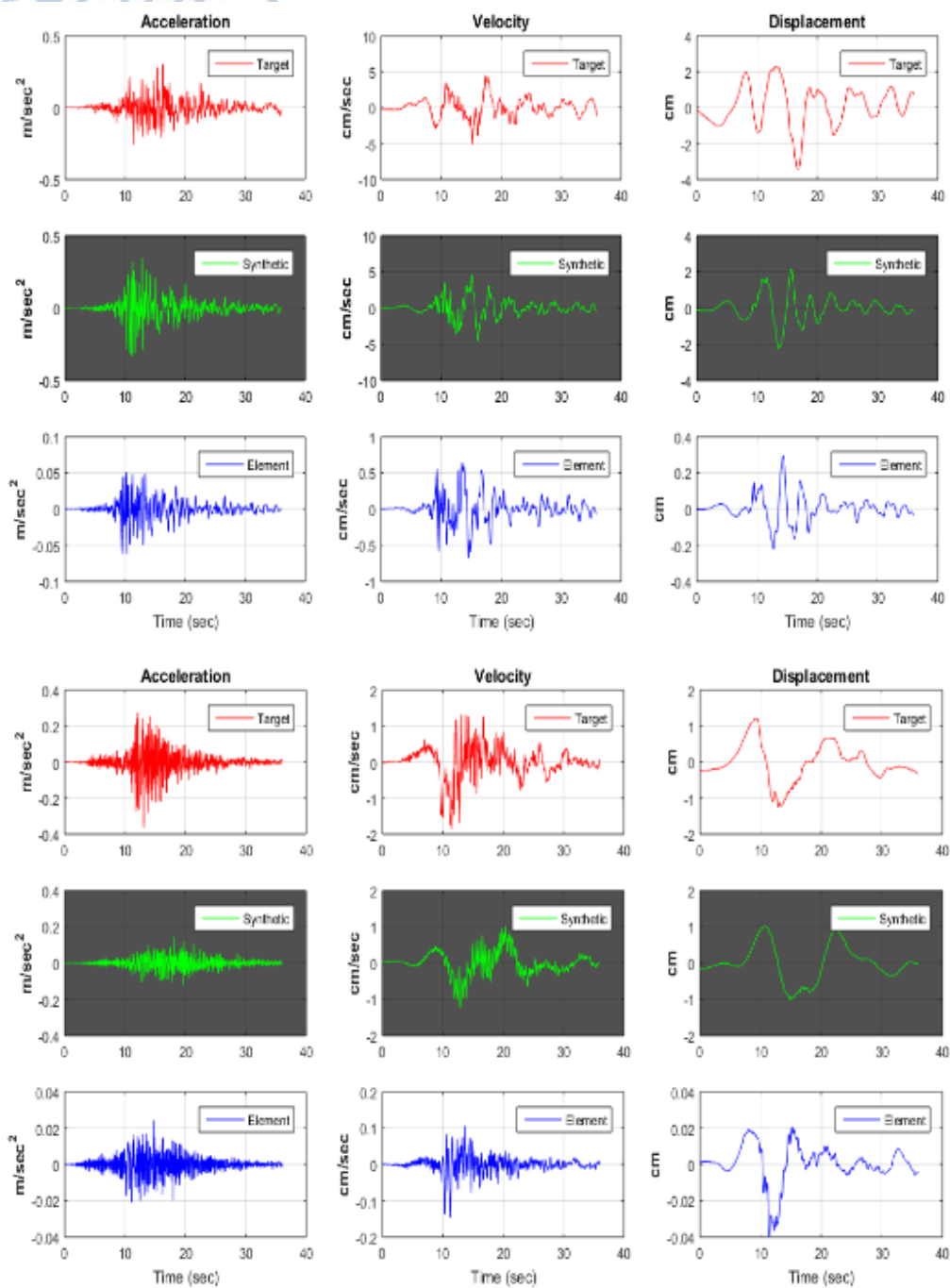
Παπαζάχος Β., Παπαζάχου Κ. (2003), Οι σεισμοί της Ελλάδας, Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Εκδόσεις Ζήτη.

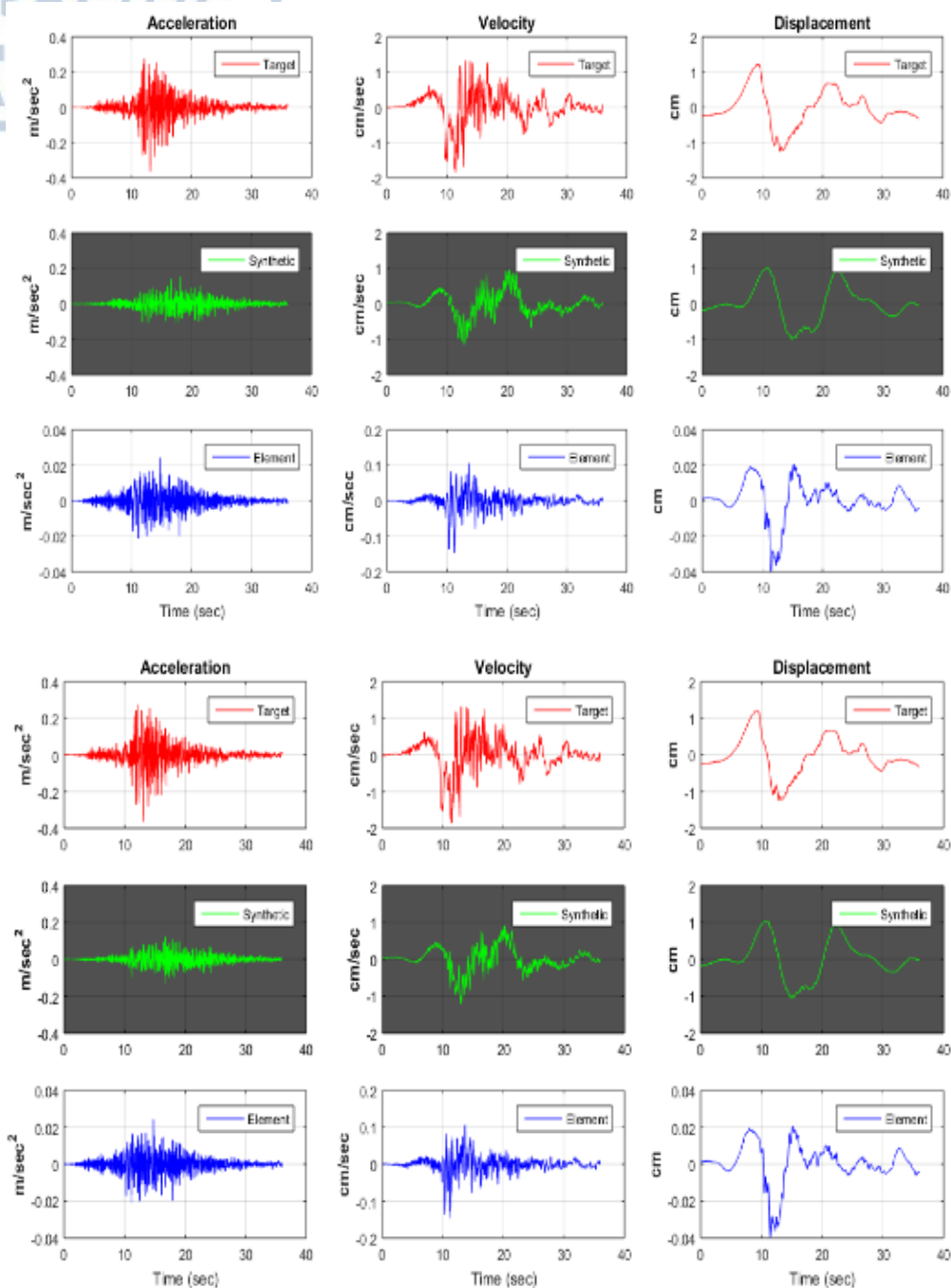
Ψυχάρης Ι. και Ταφλαμπάς Ι., (2017), Προκαταρκτική εκτίμηση της εδαφικής κίνησης στην πόλη της Κω στο σεισμό της 21/07/2017, σελ. 20.
<http://psycharisgr.weebly.com/uploads/1/6/2/5/16258088/kos.pdf>.

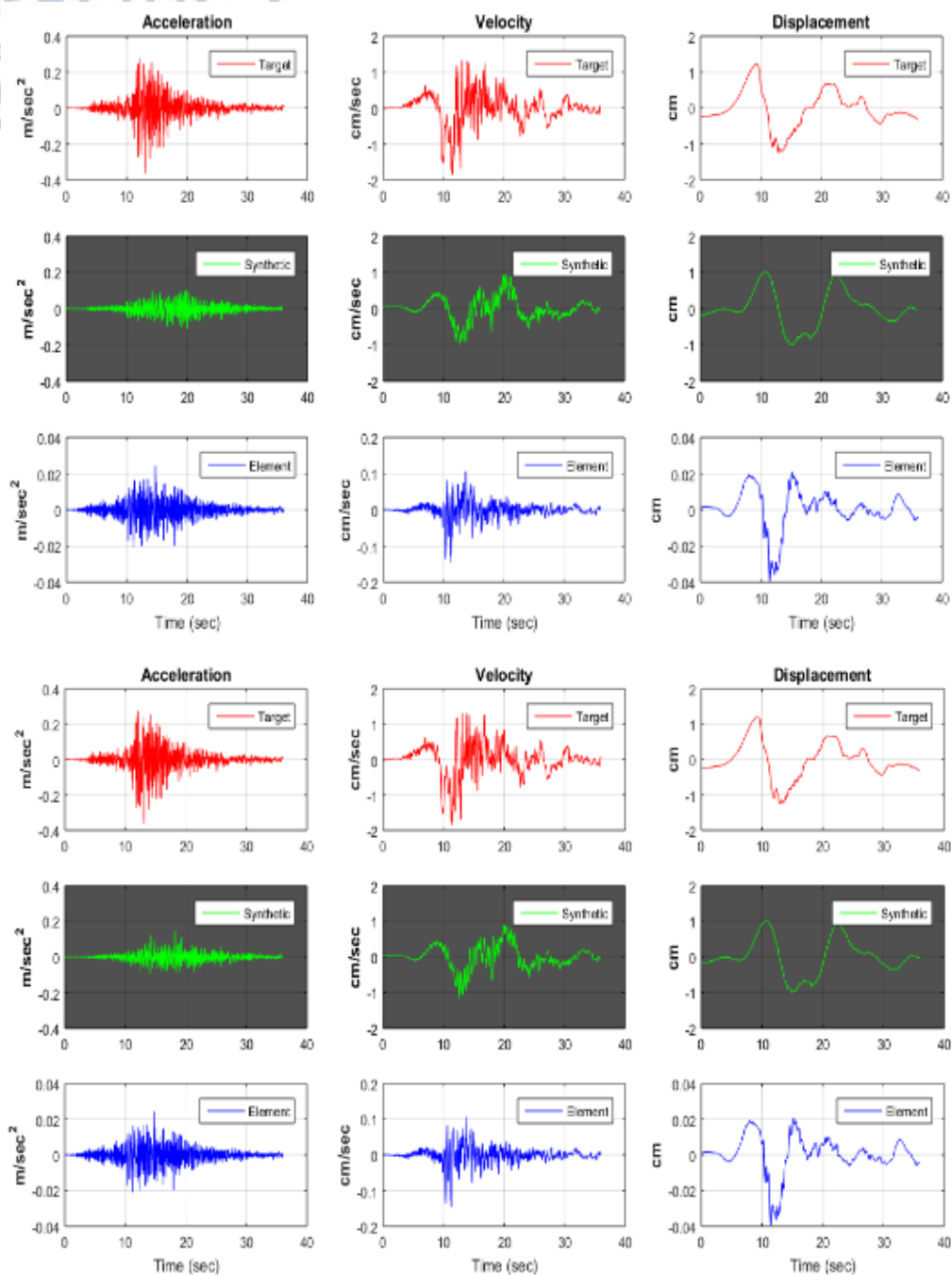
Σύγκριση των παρατηρούμενων και των συνθετικών χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης, ταχύτητας, μετακίνησης για όλες τις προσομοιώσεις με EGF τον μετασεισμό με M5.3, με τα τρία μοντέλα ρήγματος, τις δύο οριζόντιες συνιστώσες και τις δύο κλίσεις του ρήγματος (σειρά μοντέλων: 1-NP1, 2-NP1, 3-NP1, 1-NP2, 2-NP2, σειρά σταθμών: Aydun, Bbrn, Bodrum, Datca, Gulluk, Klmn, Marmaris, Milas, Milas2, Nisr, Oren, σειρά καταγραφών: όλες οι καταγραφές Βορράς-Νότος (έως σελ. 111 πάνω) και έπειτα όλες οι καταγραφές Ανατολή-Δύση).

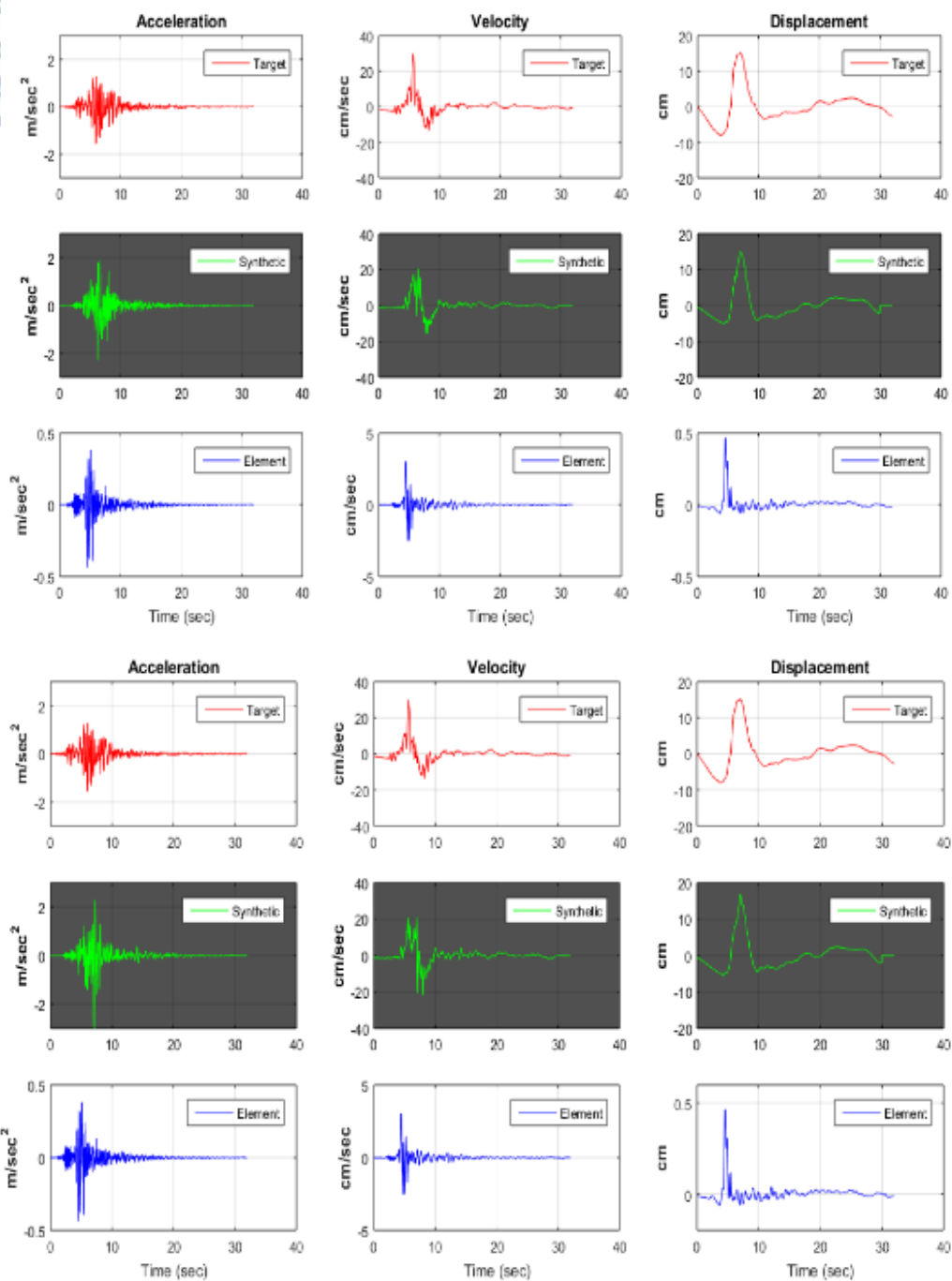


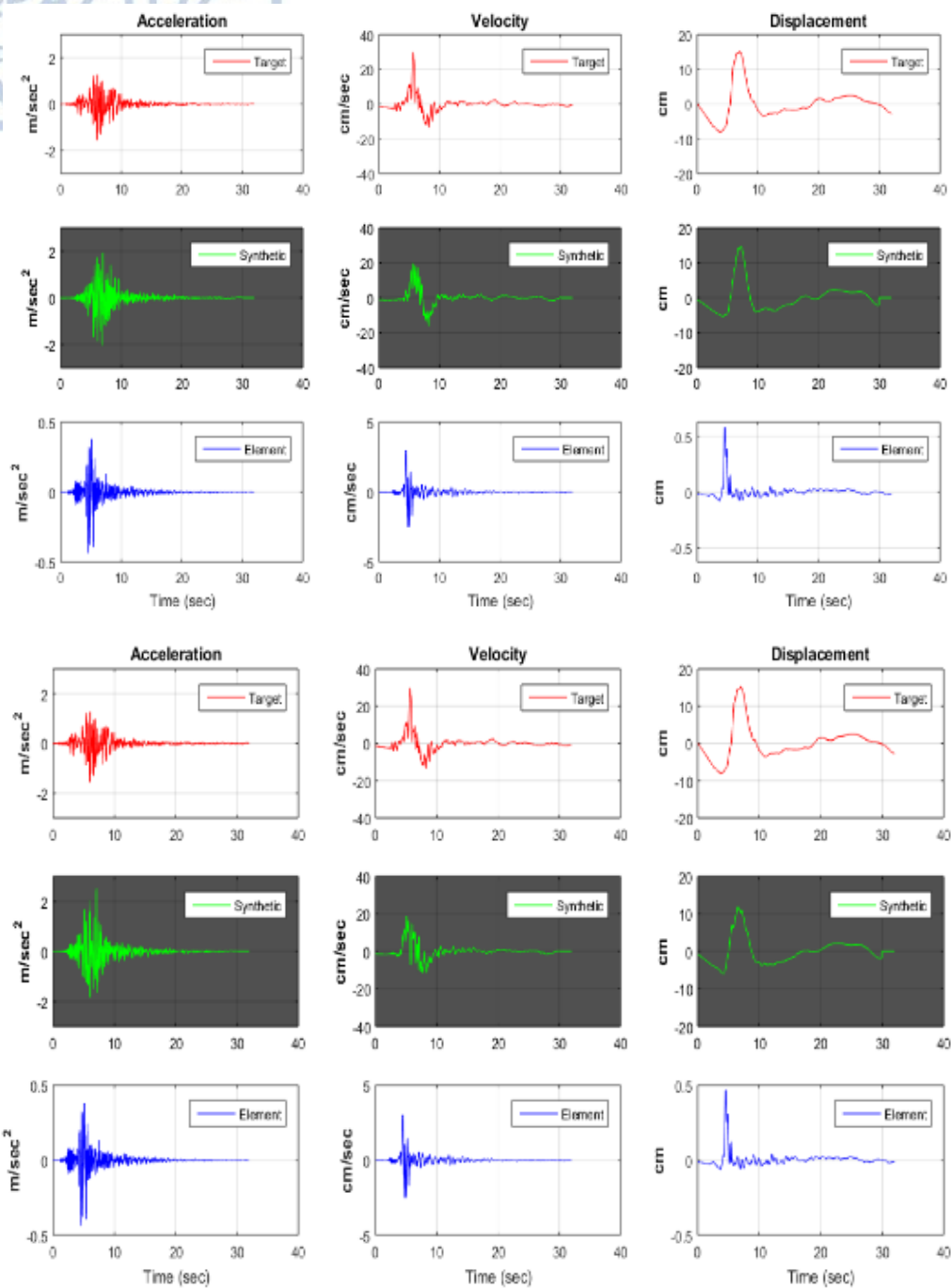


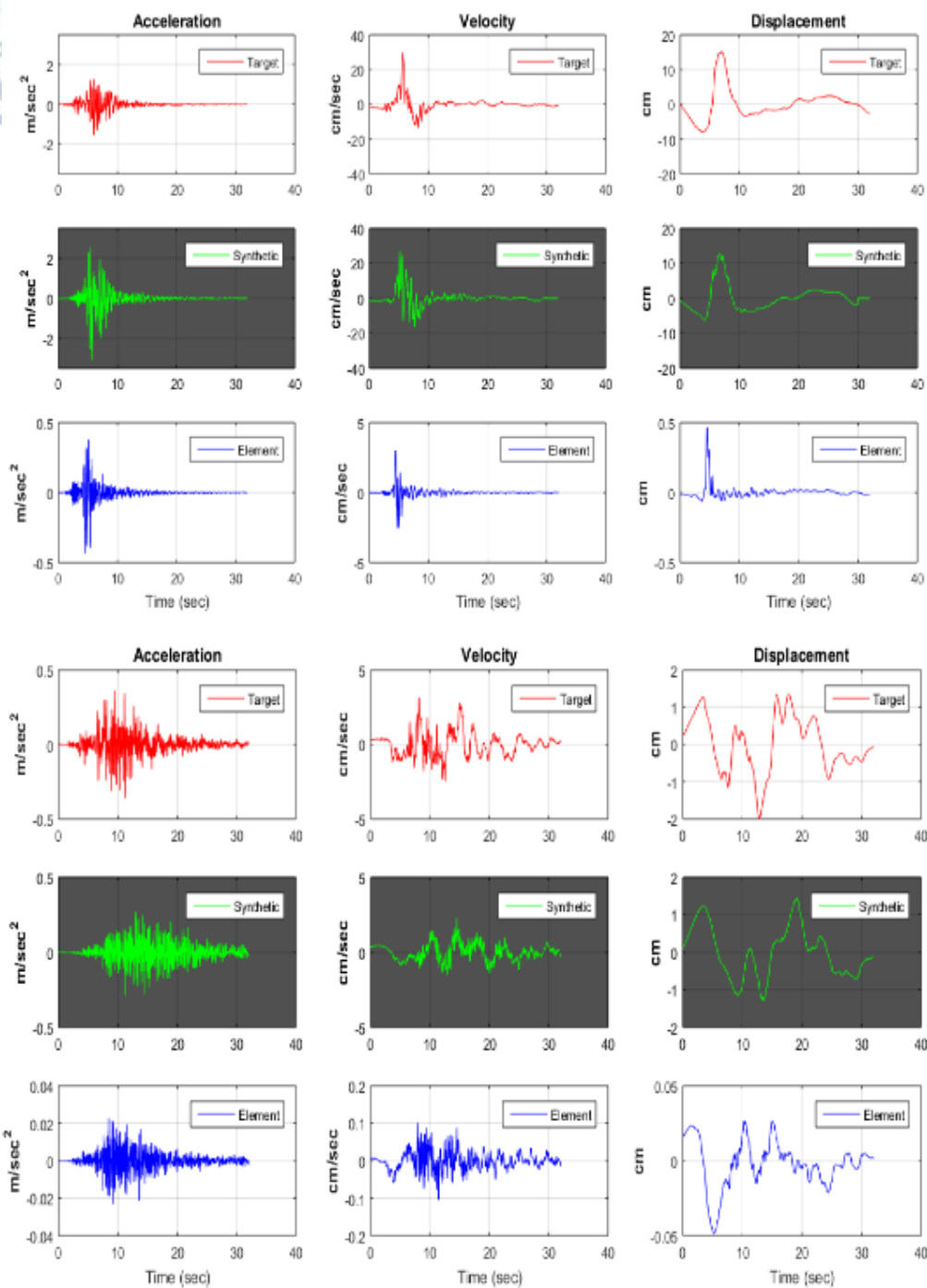


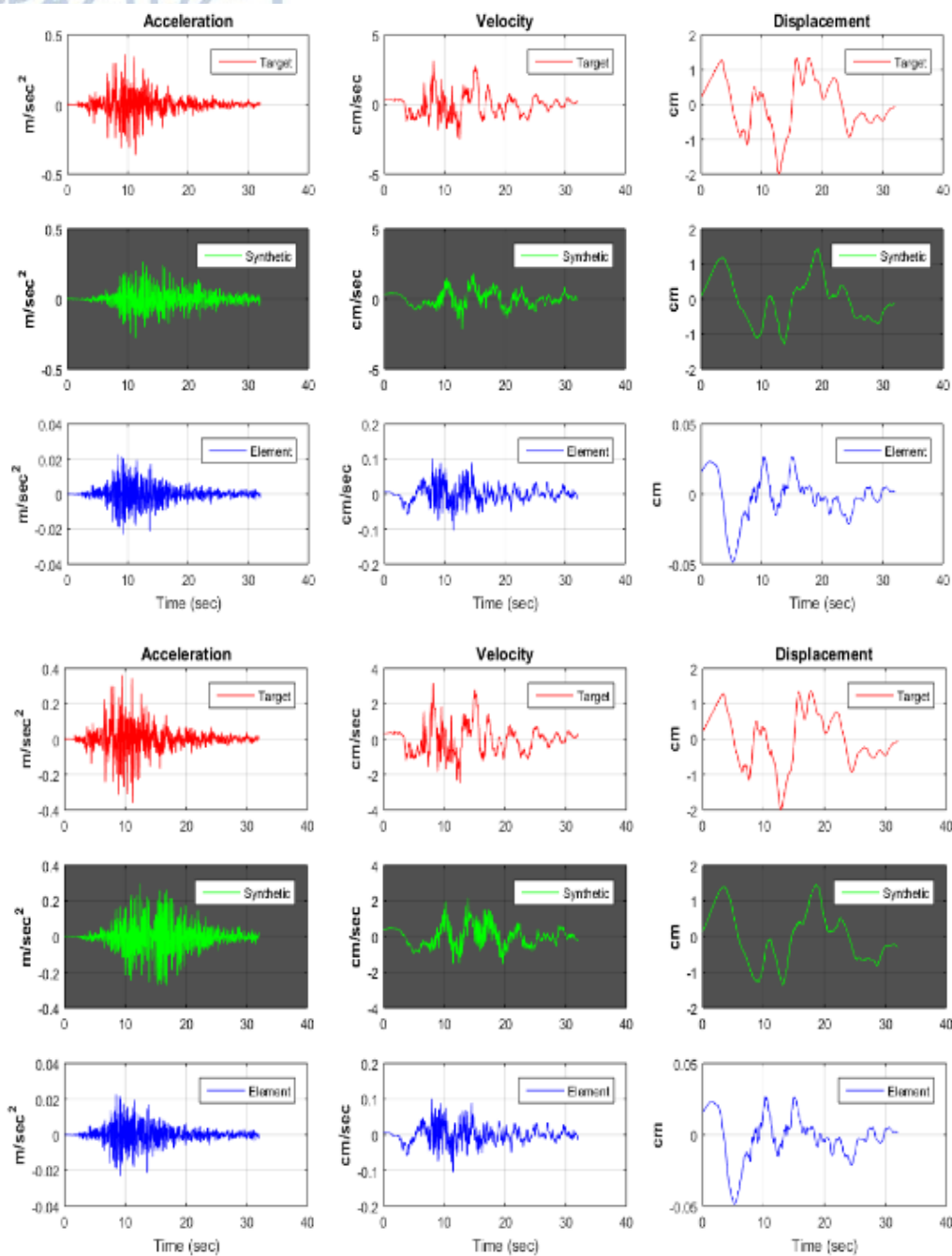


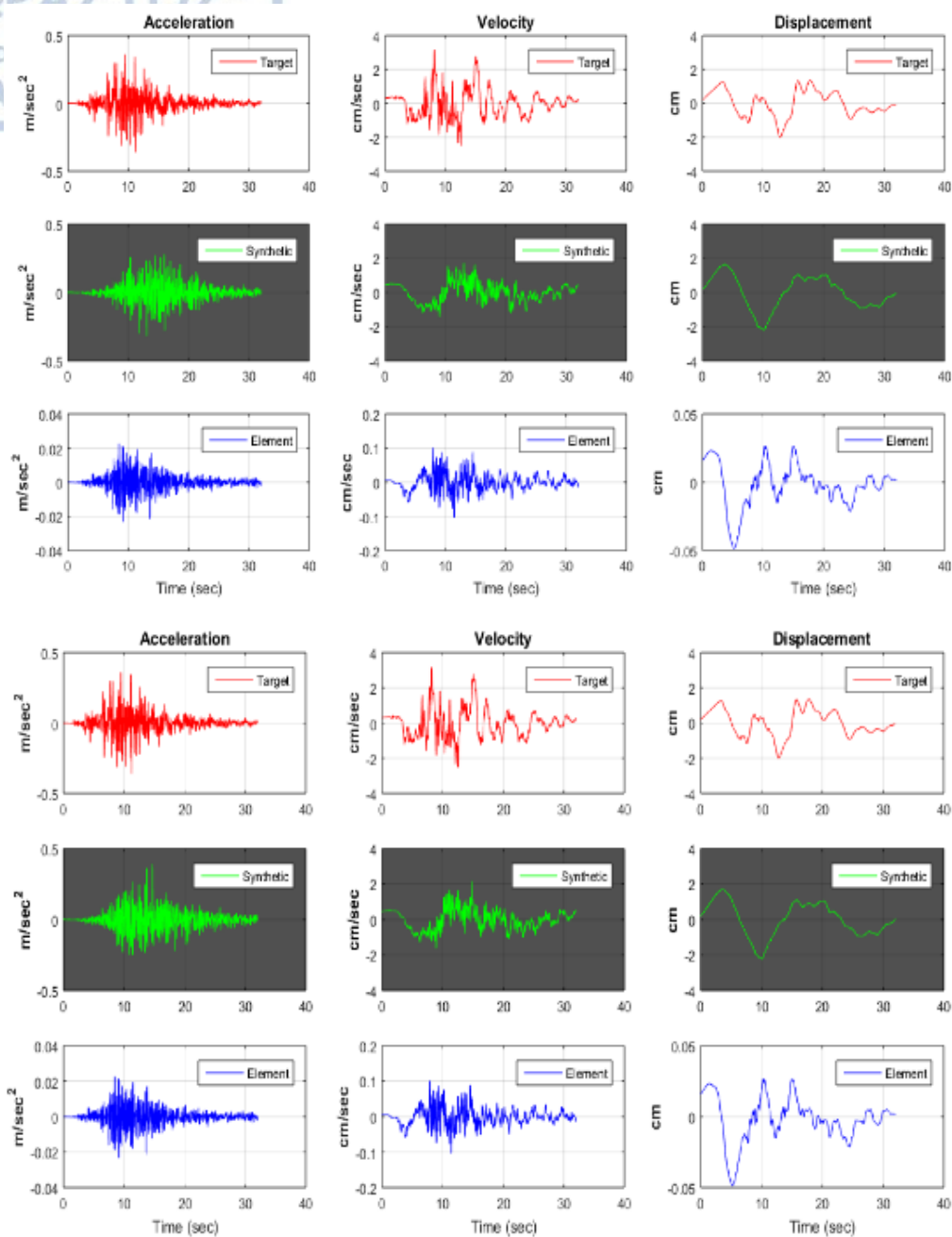


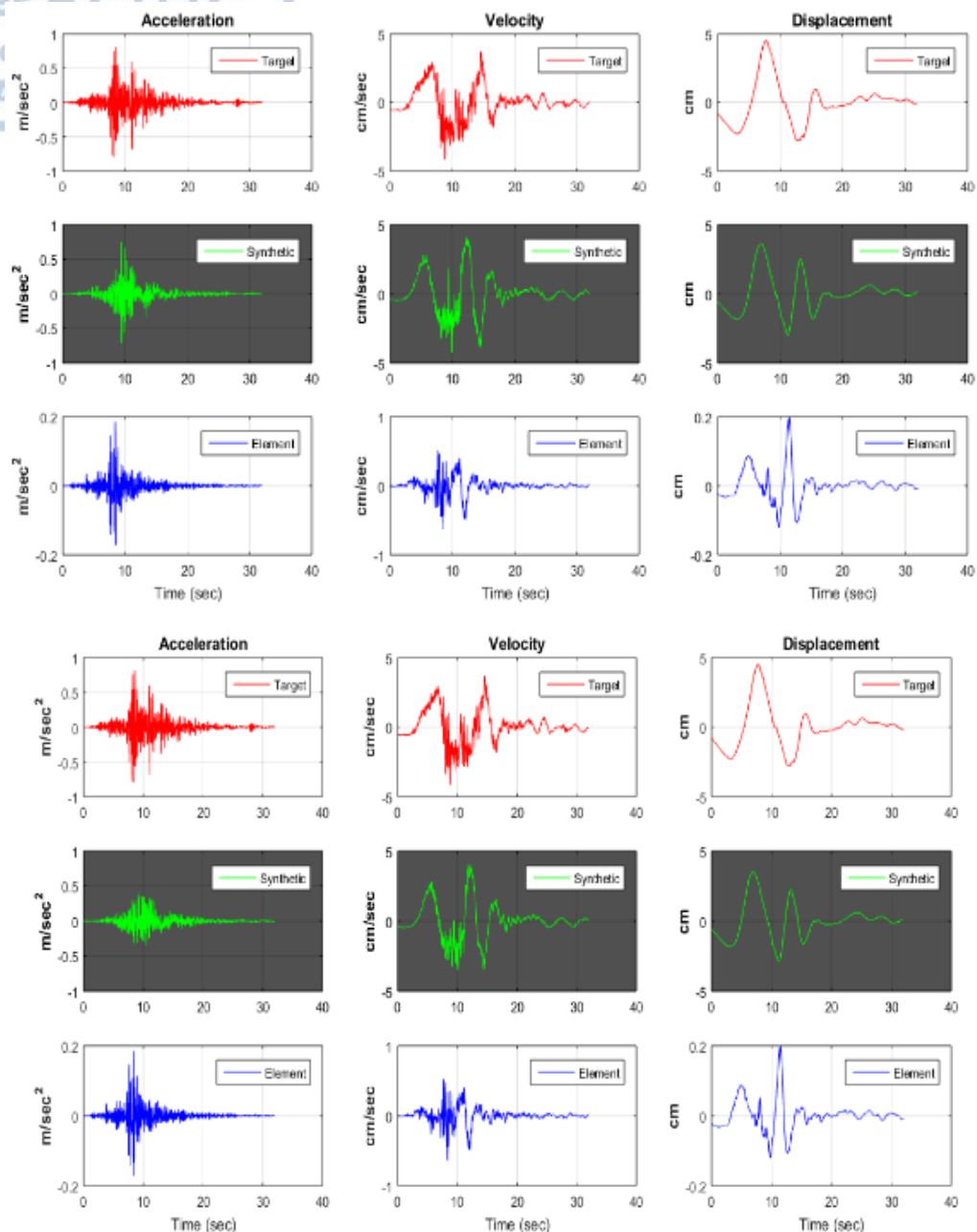


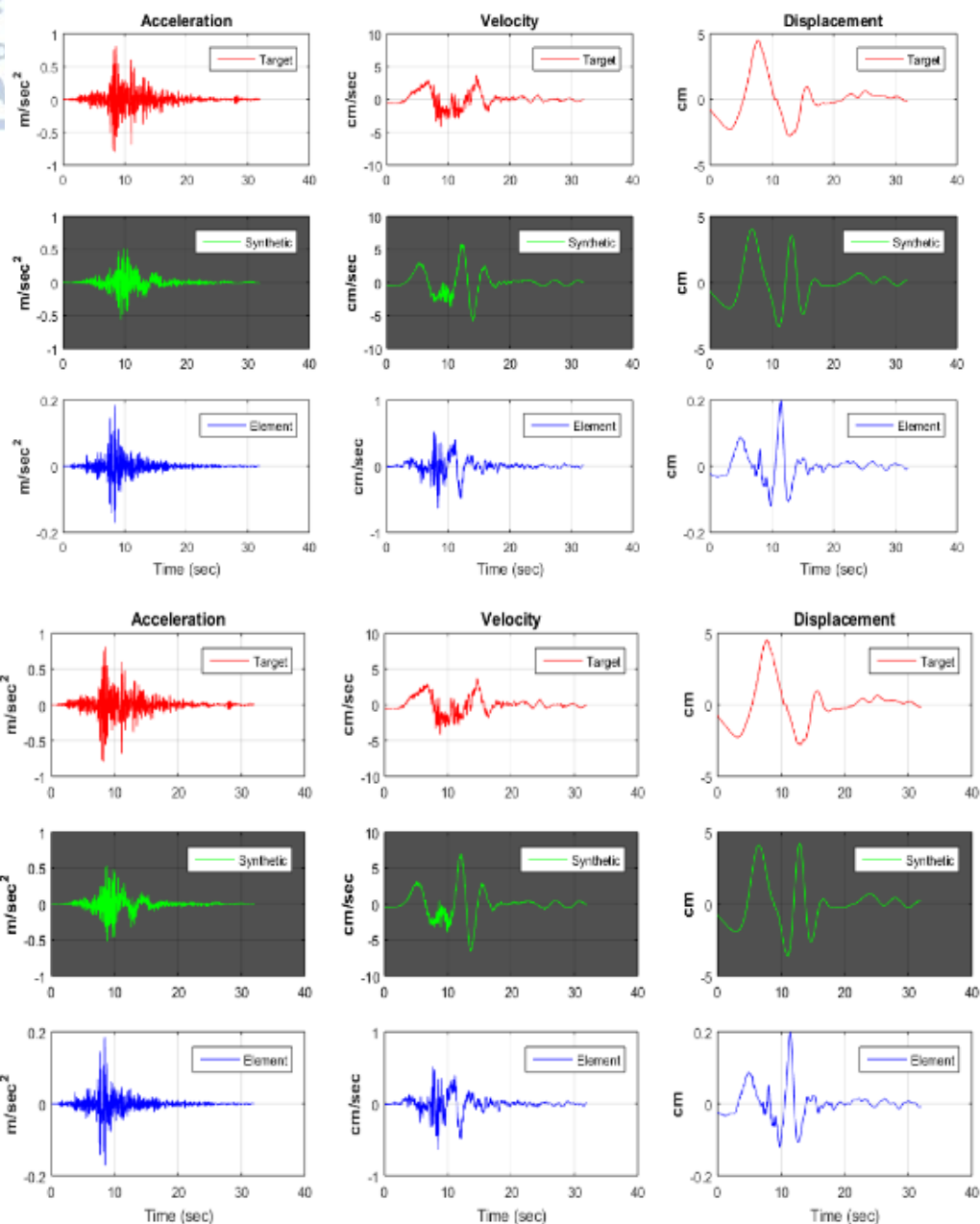


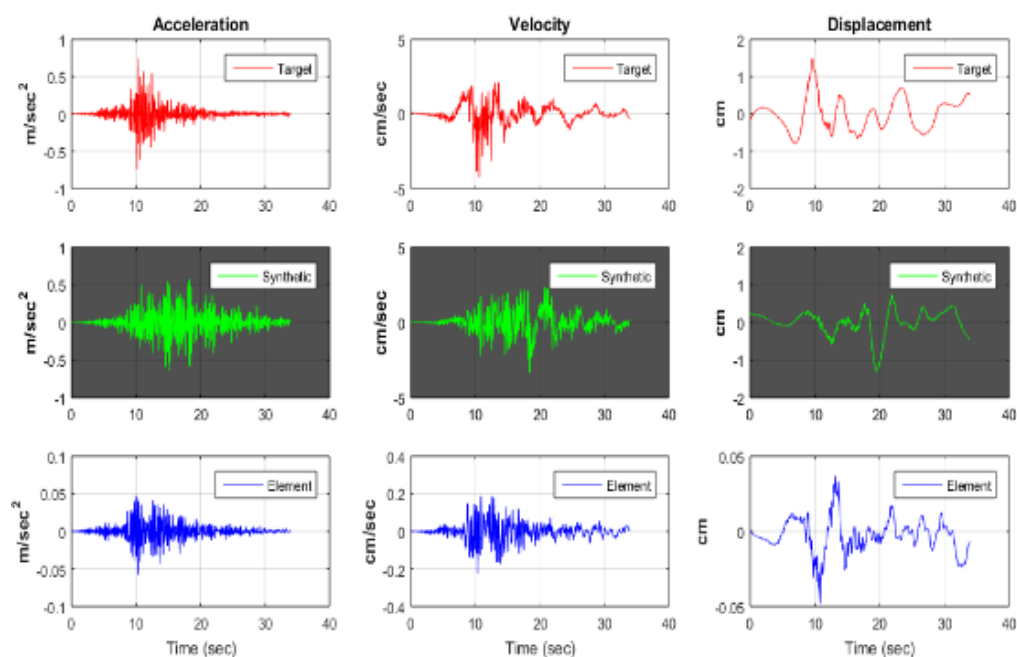
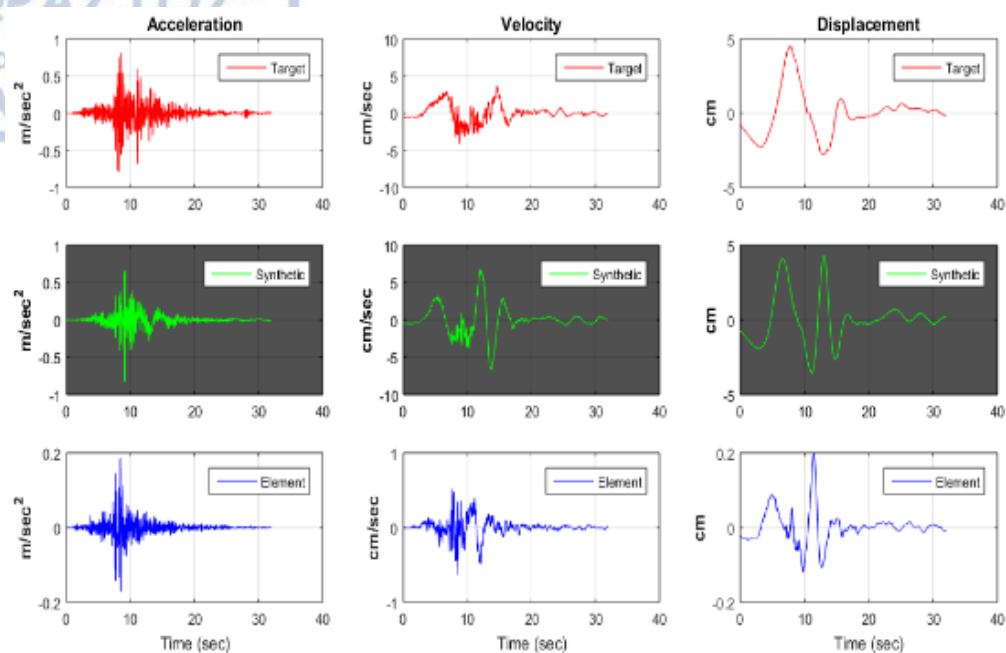


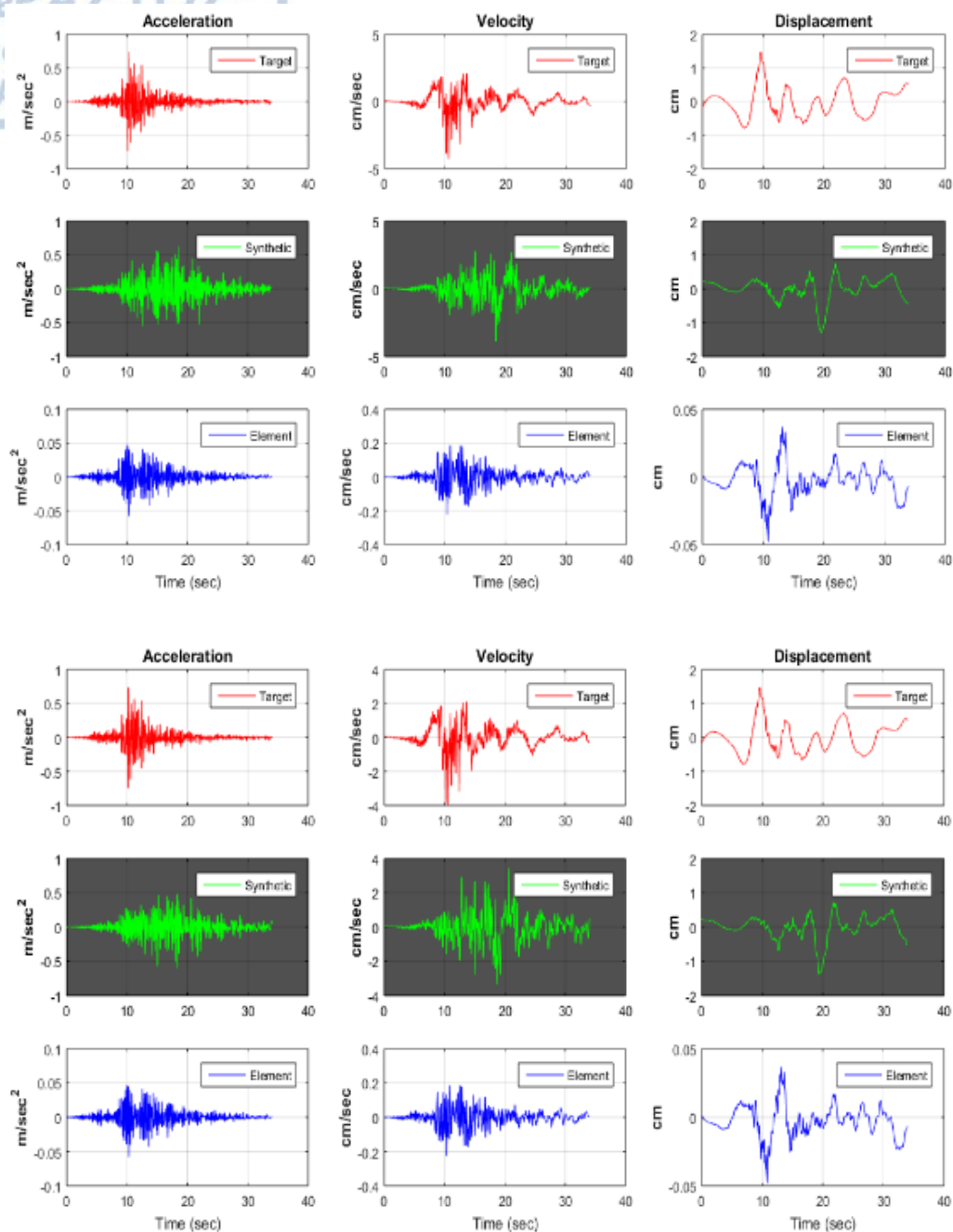


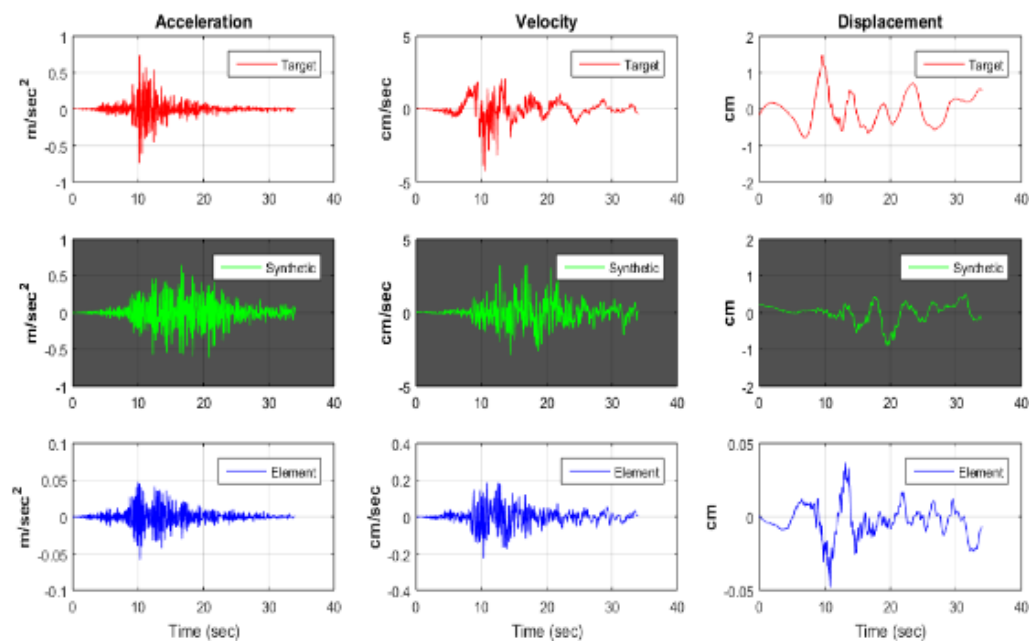
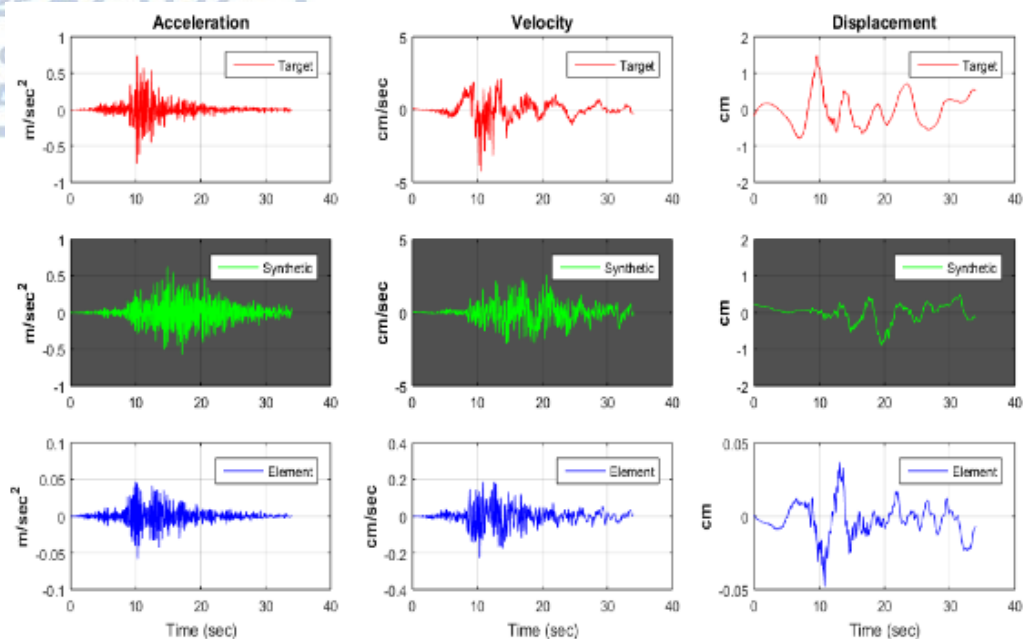


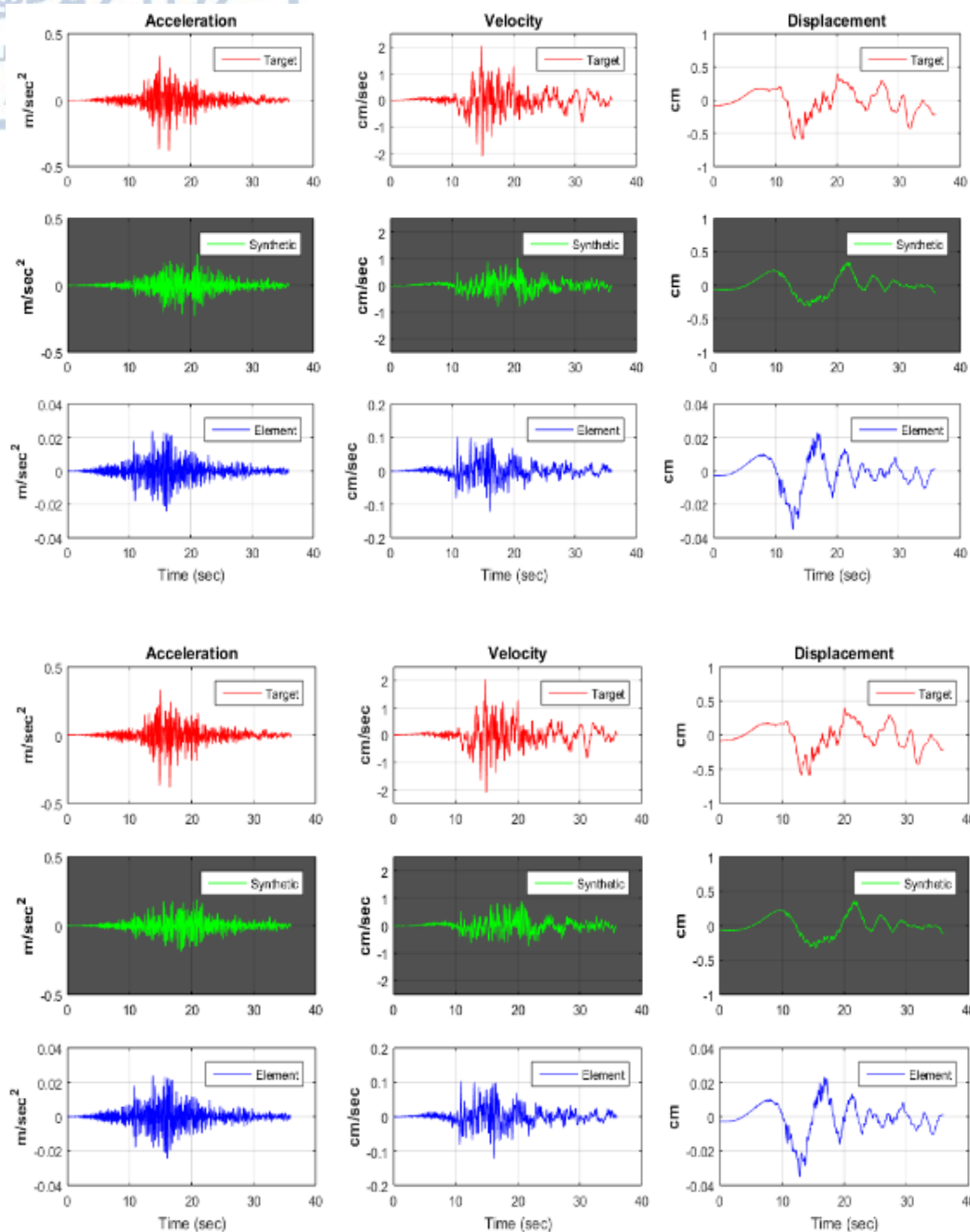


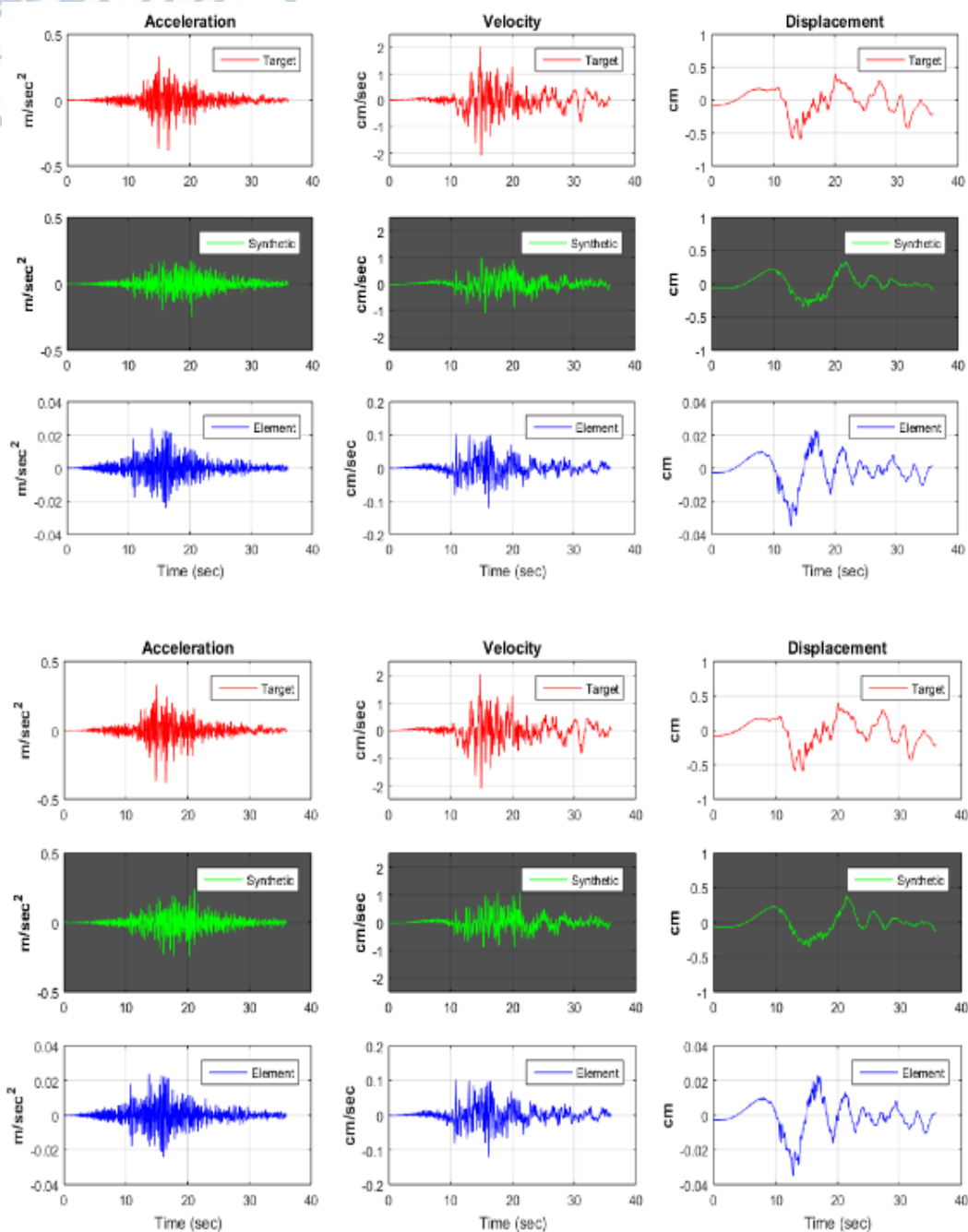


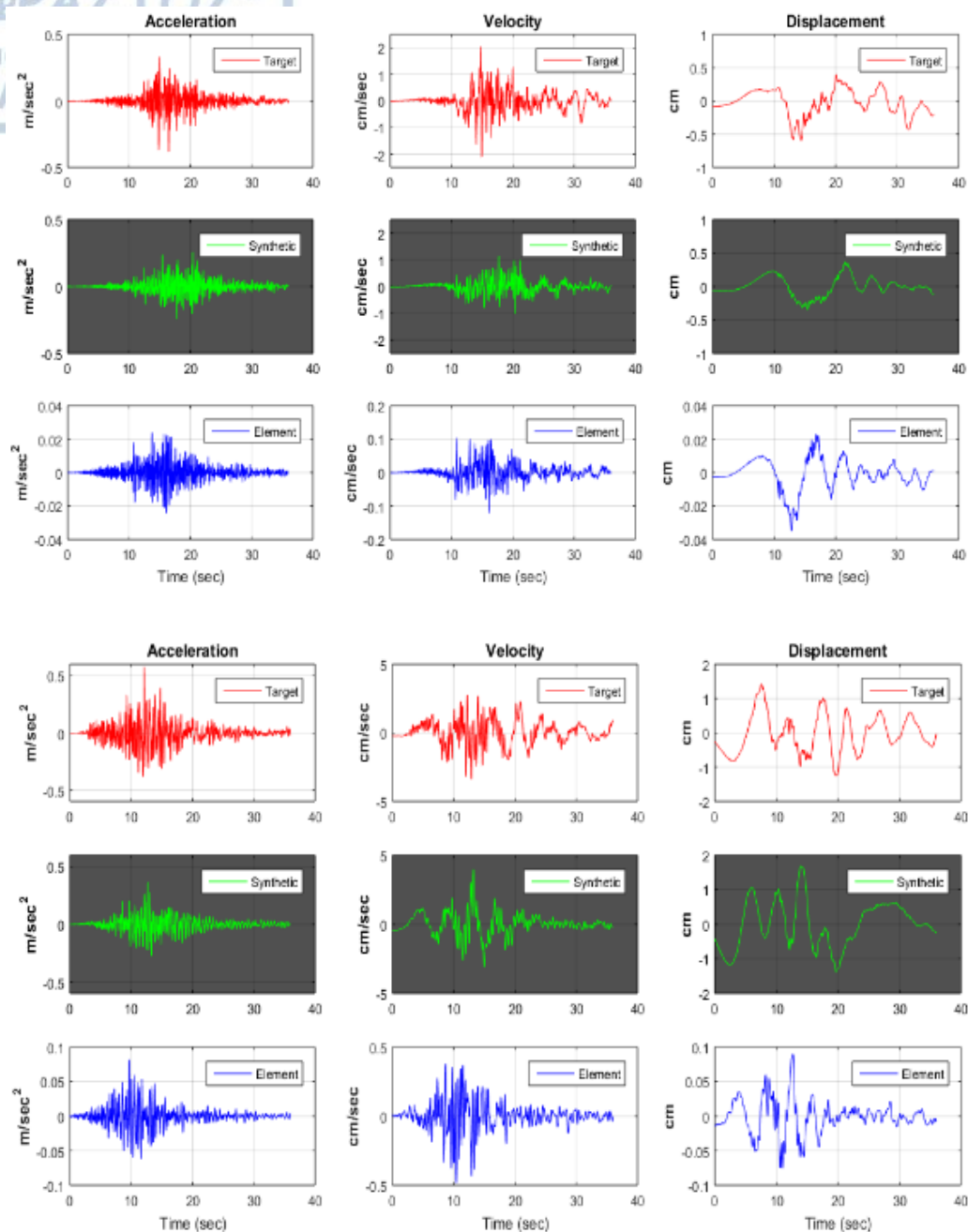


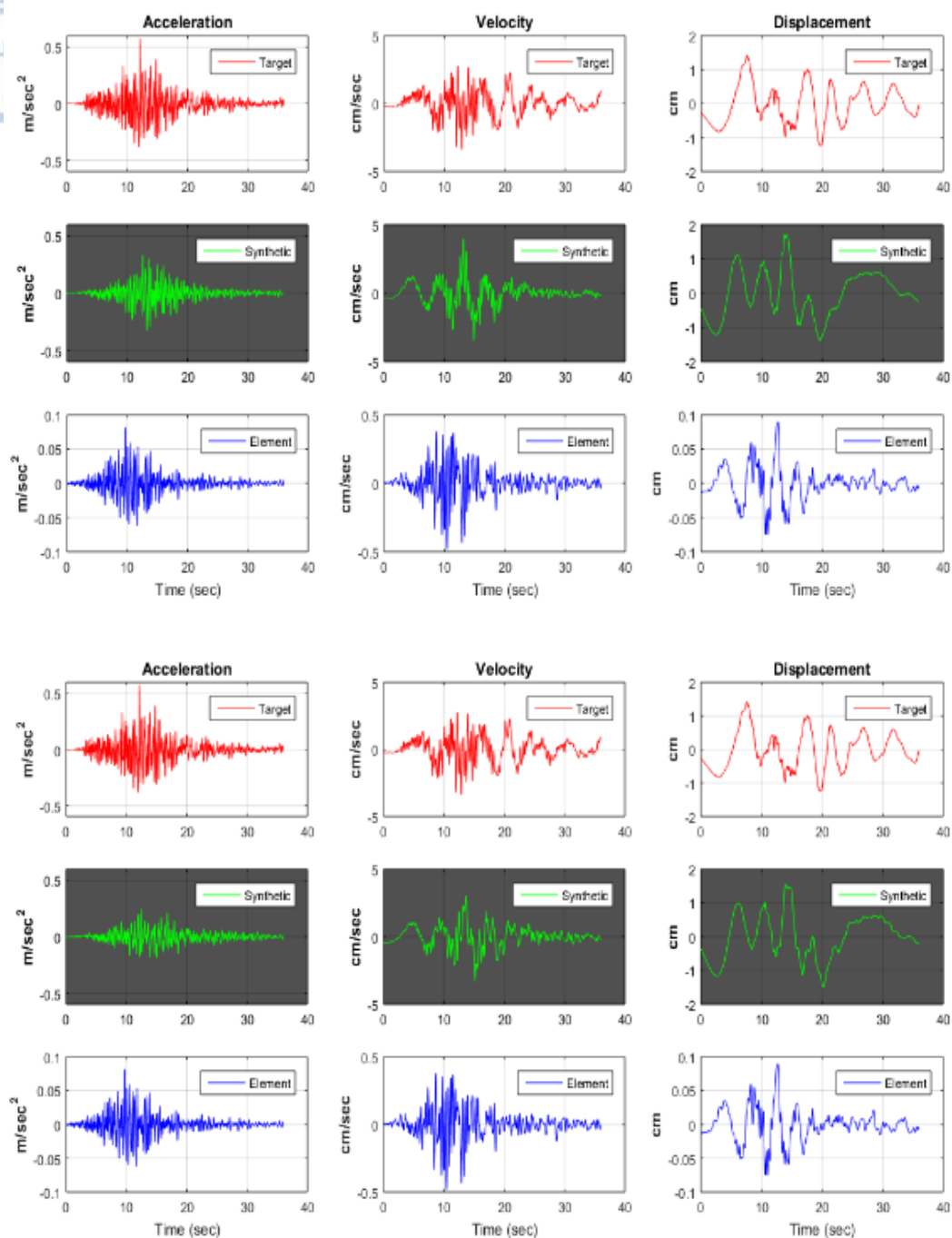


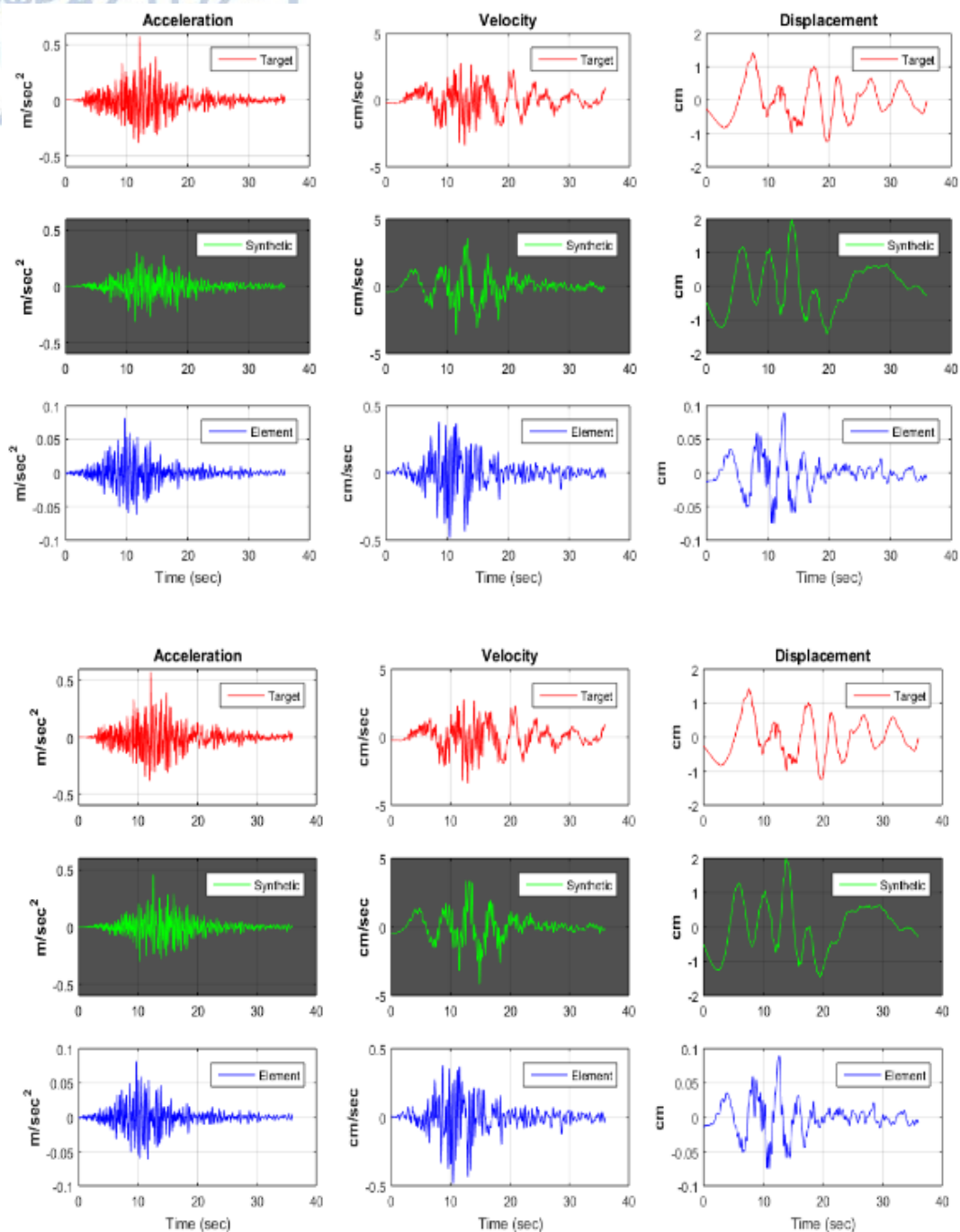


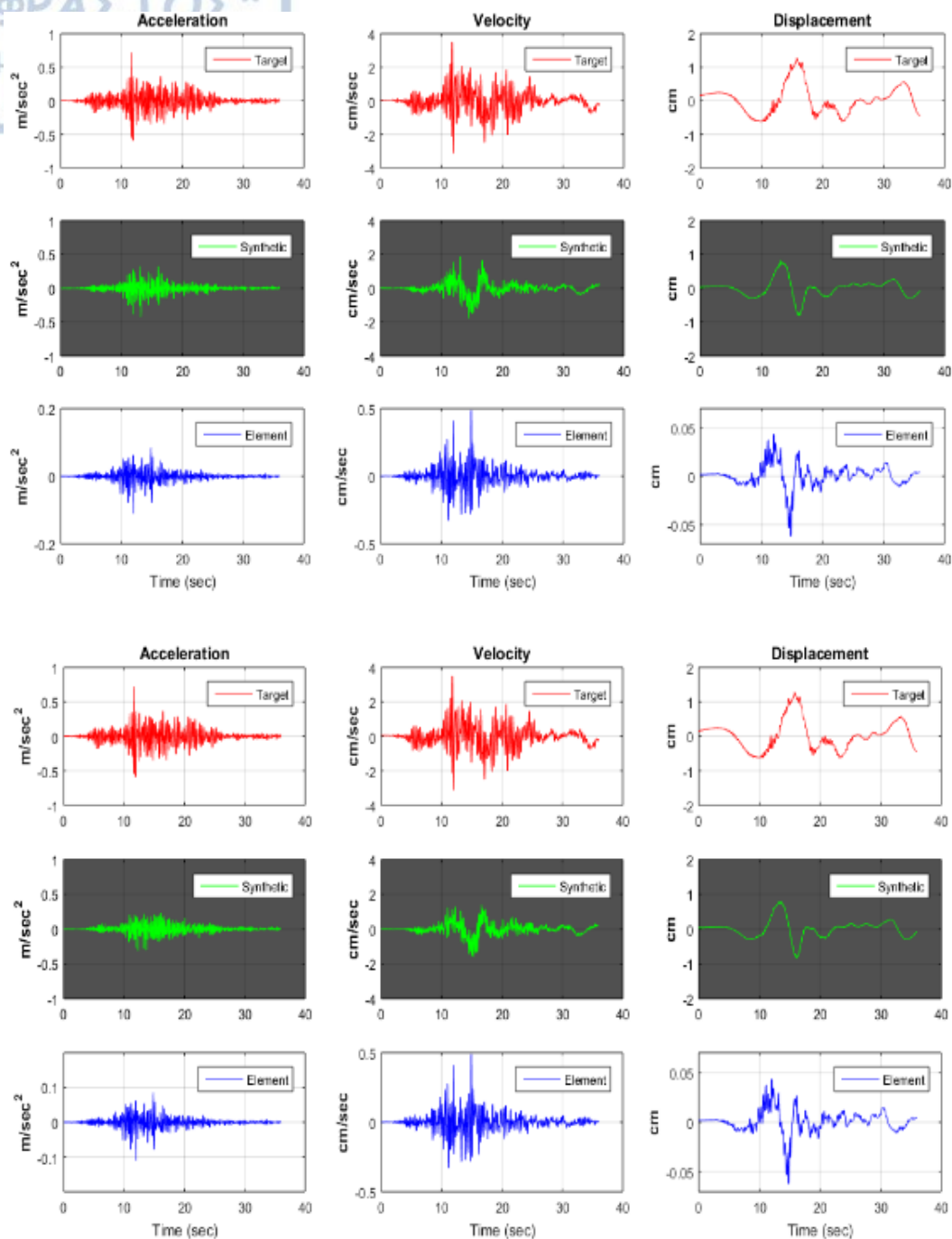


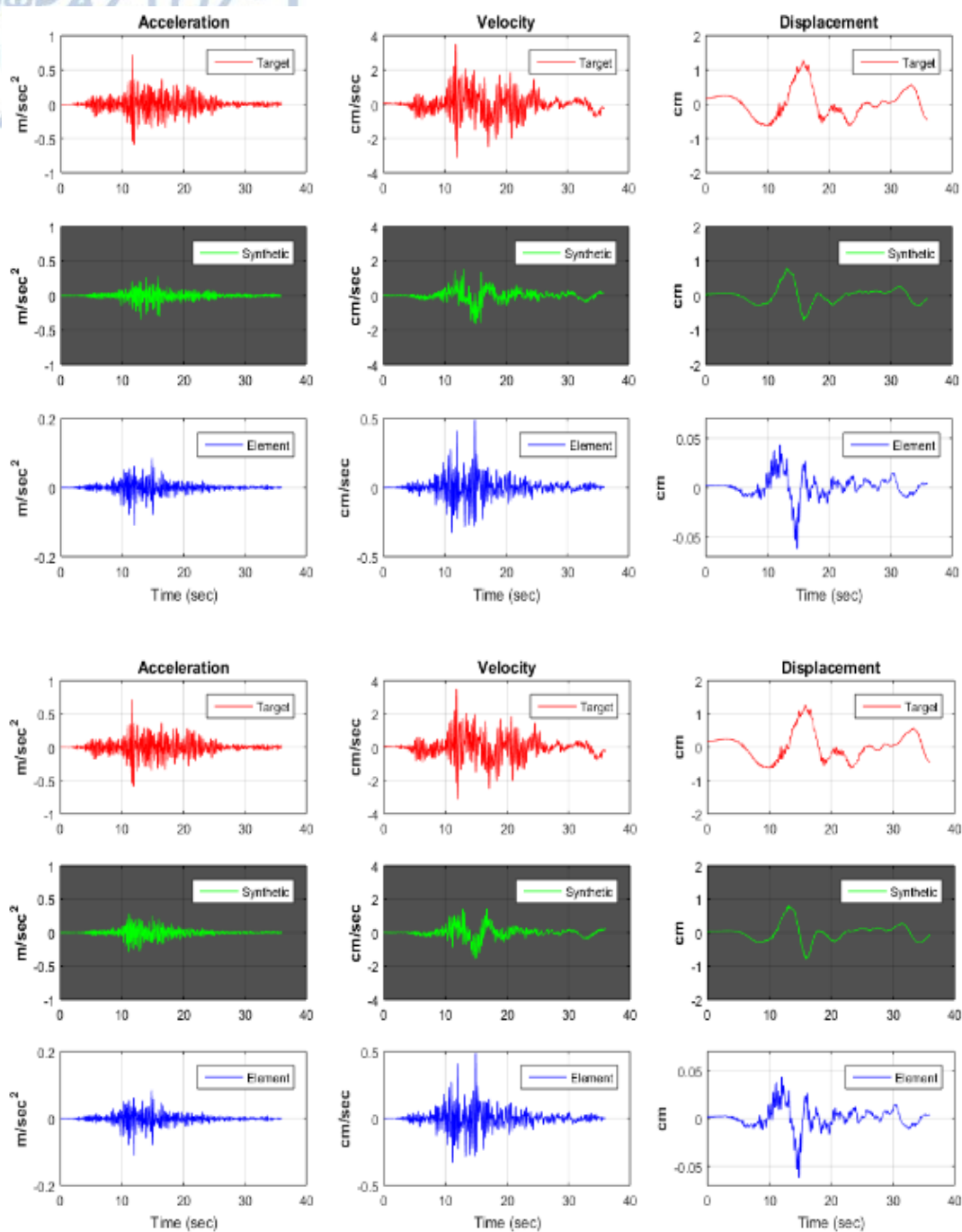


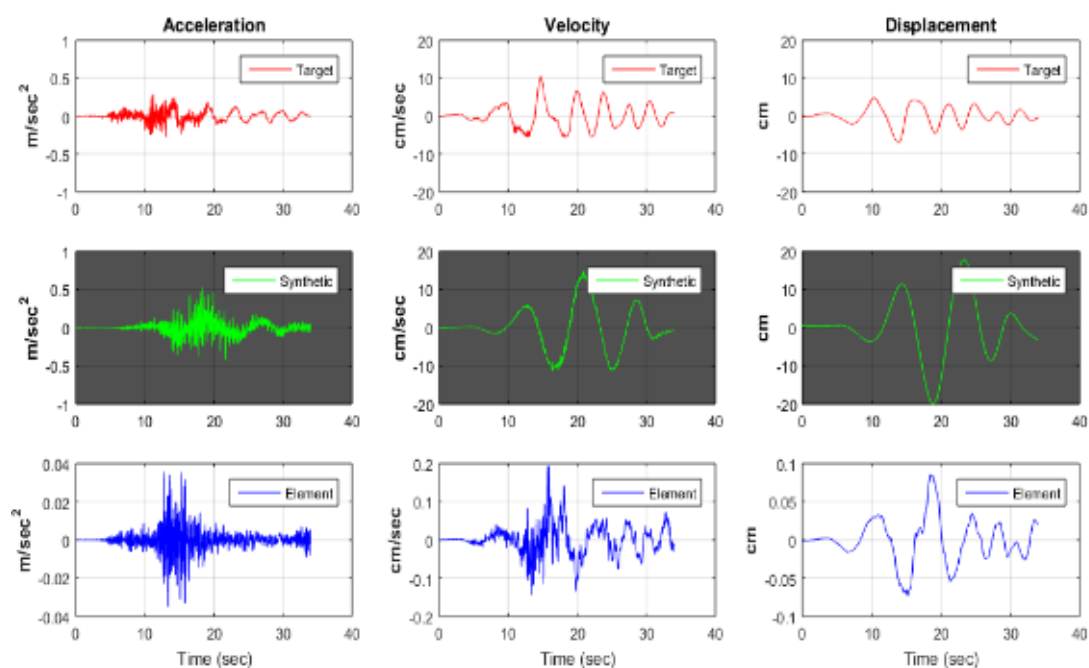
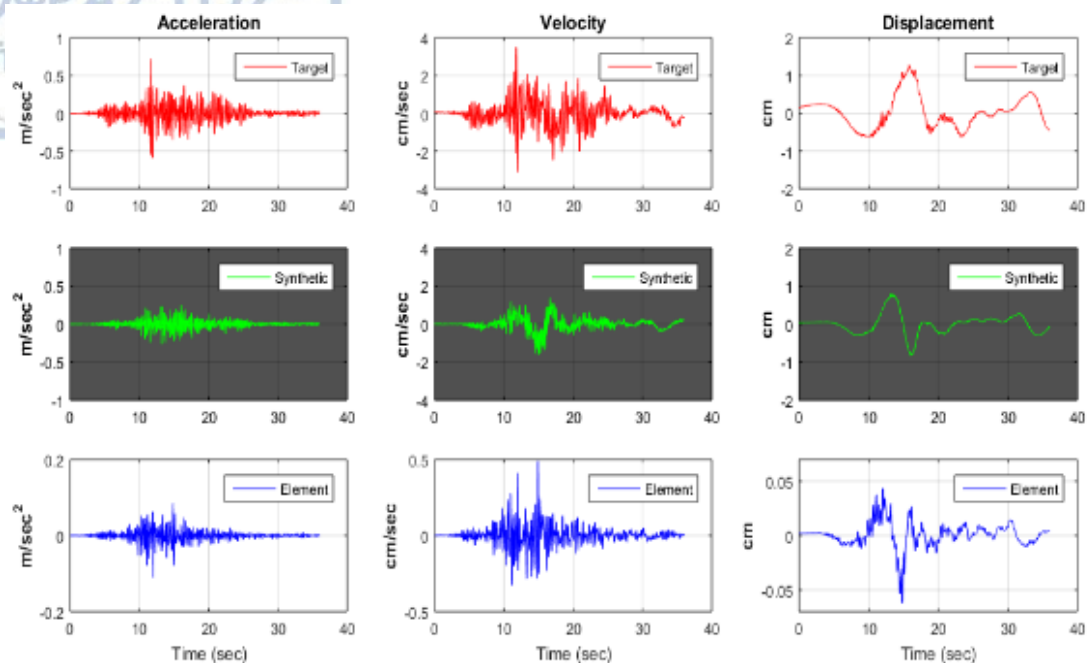


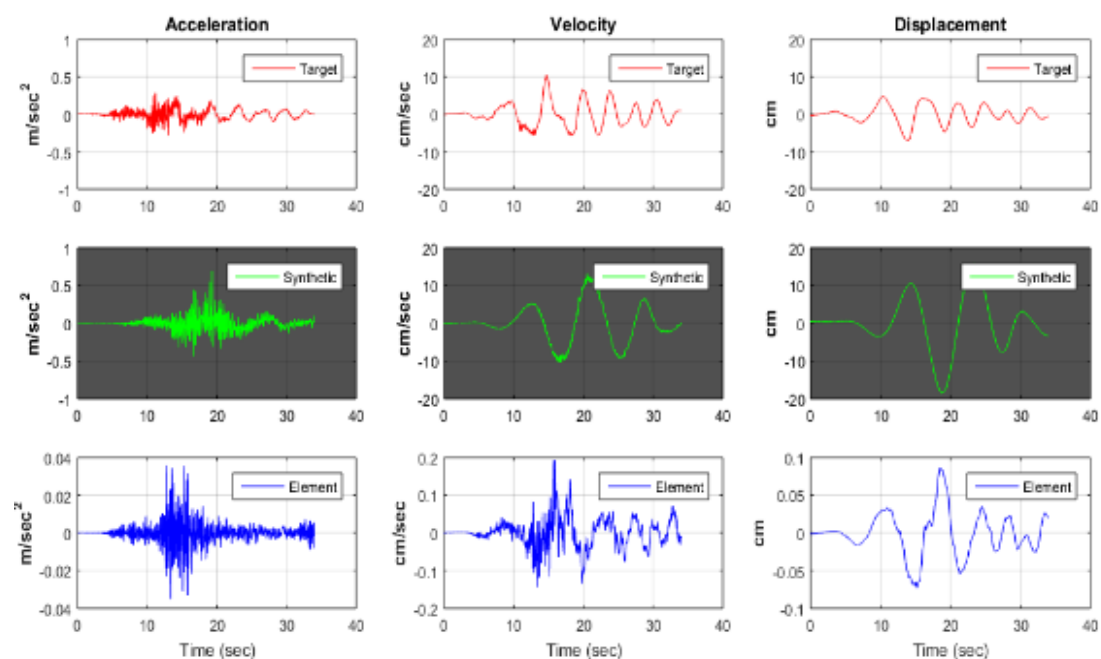
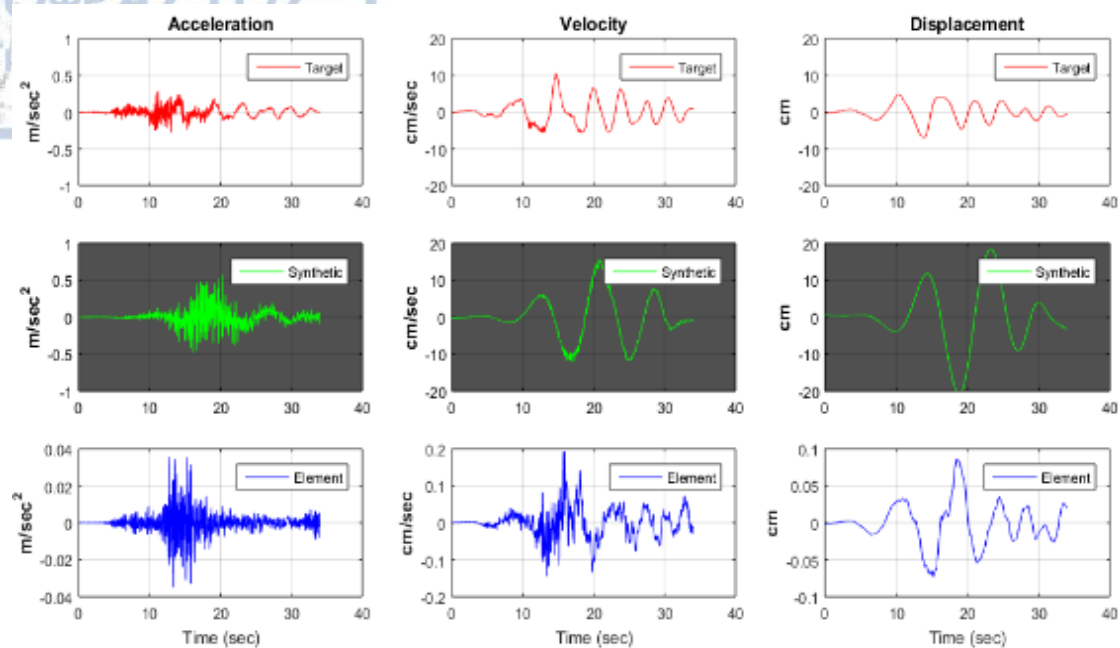


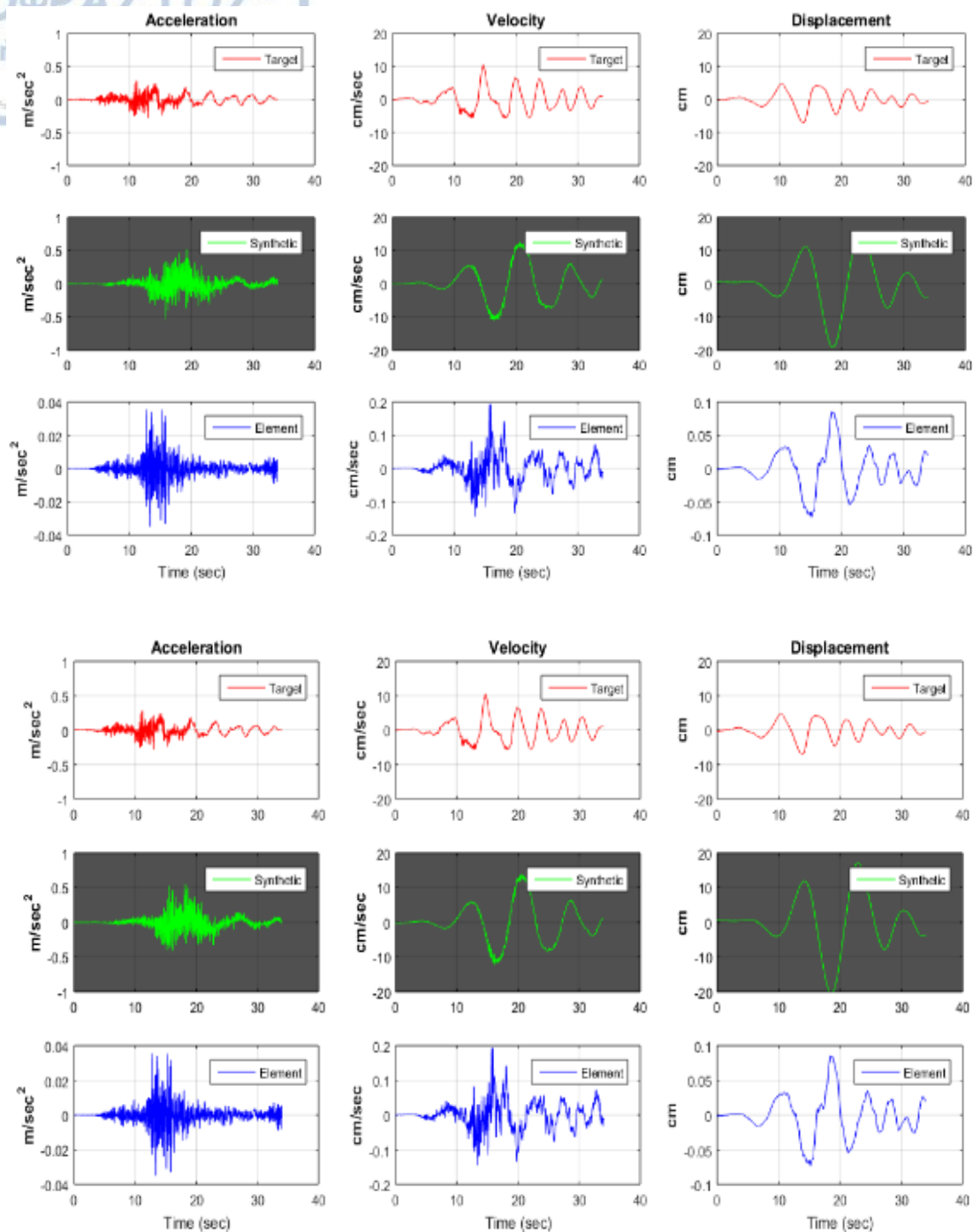


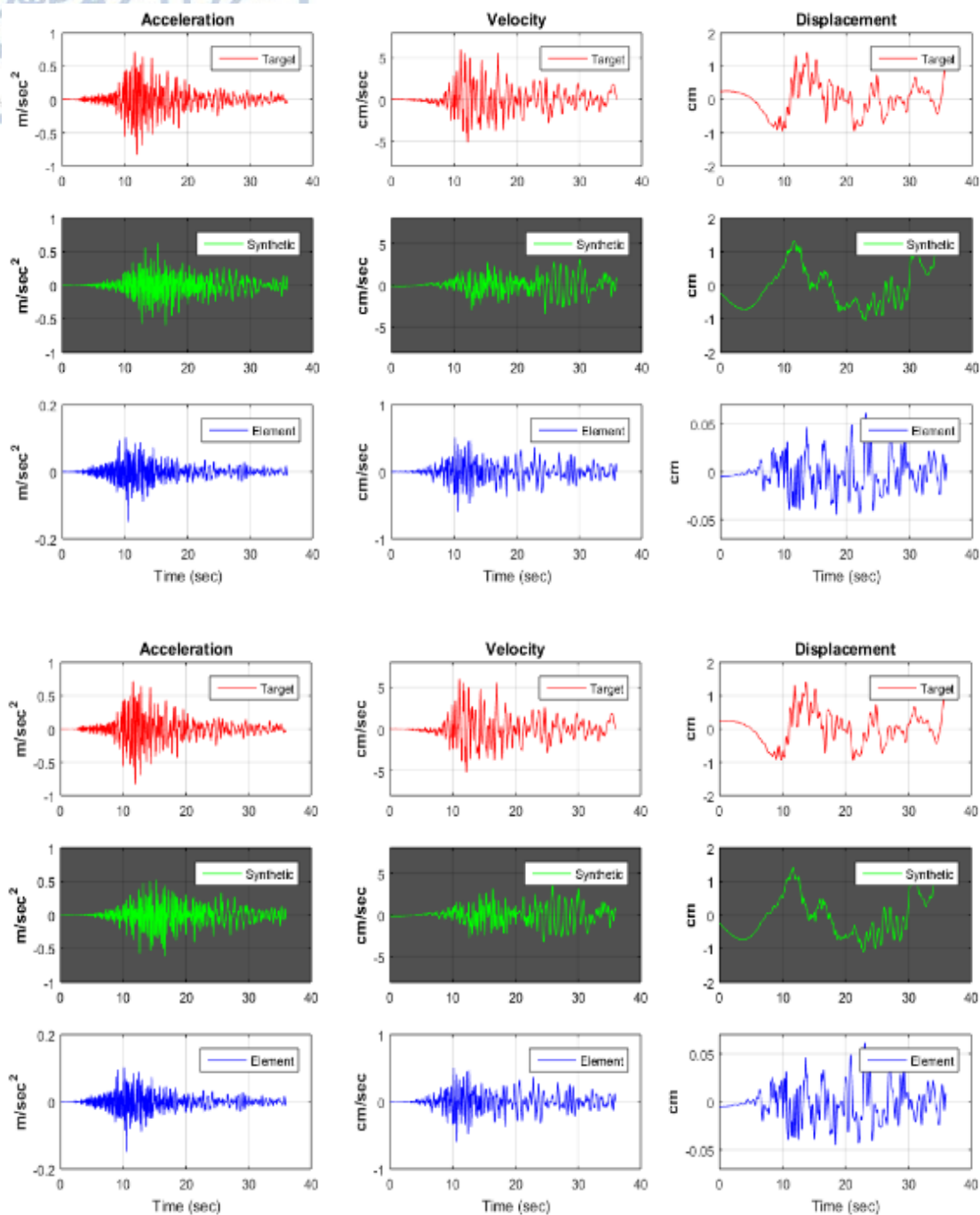


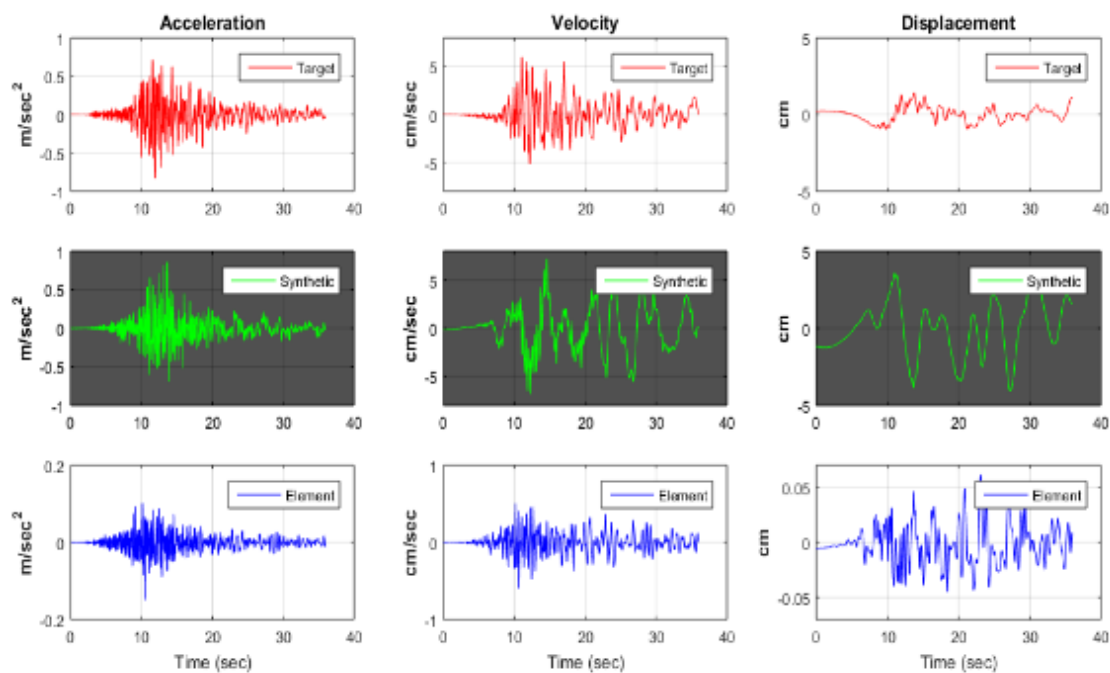
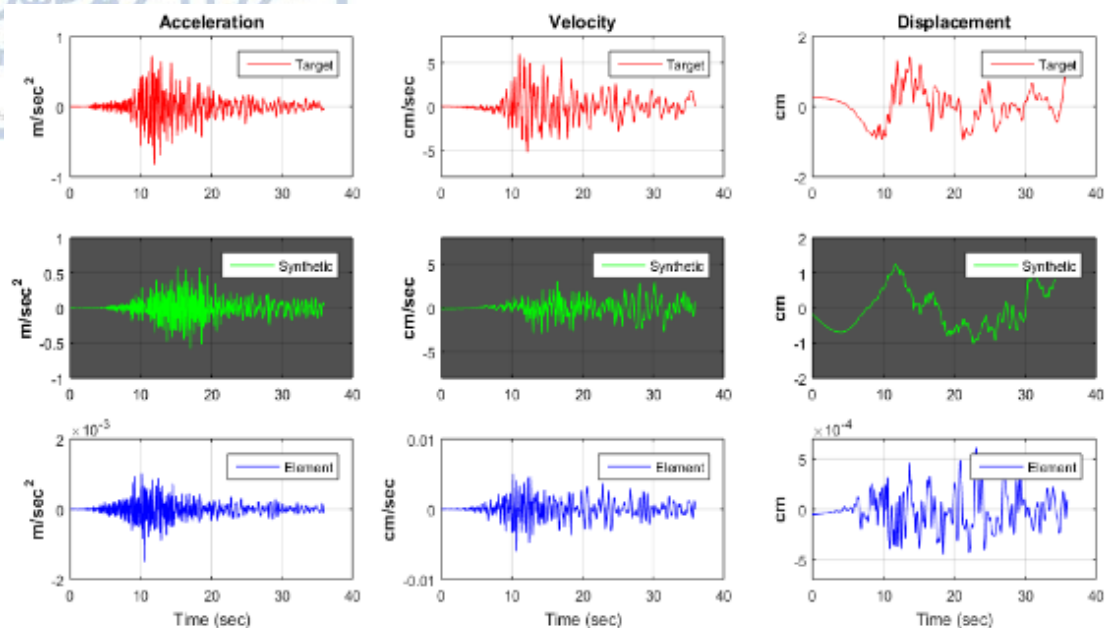
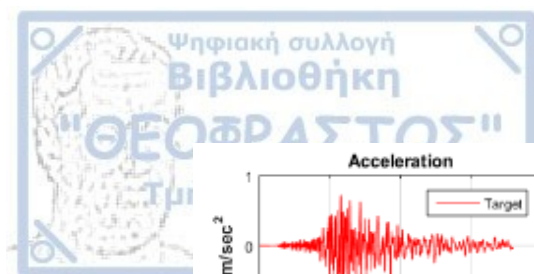


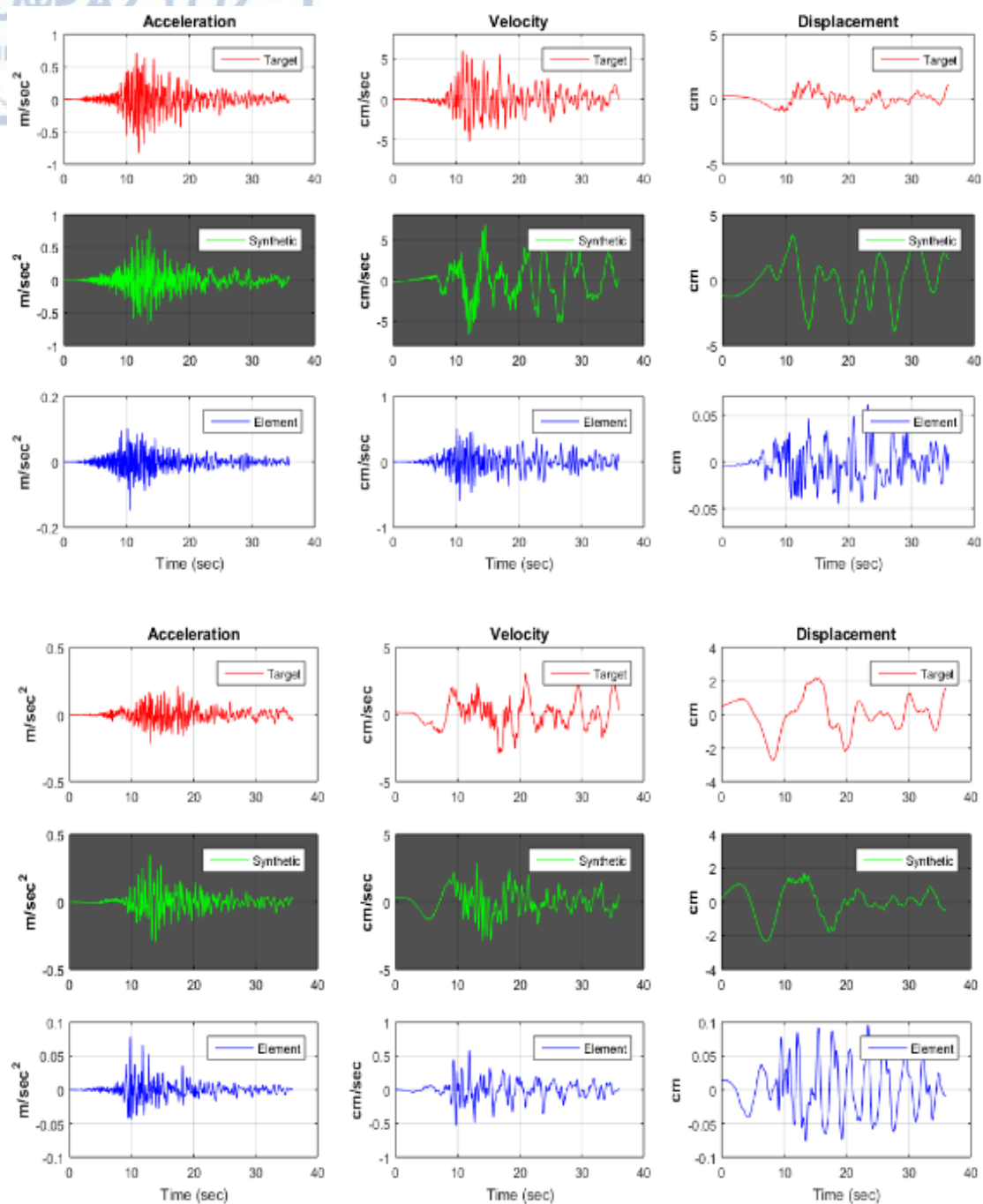


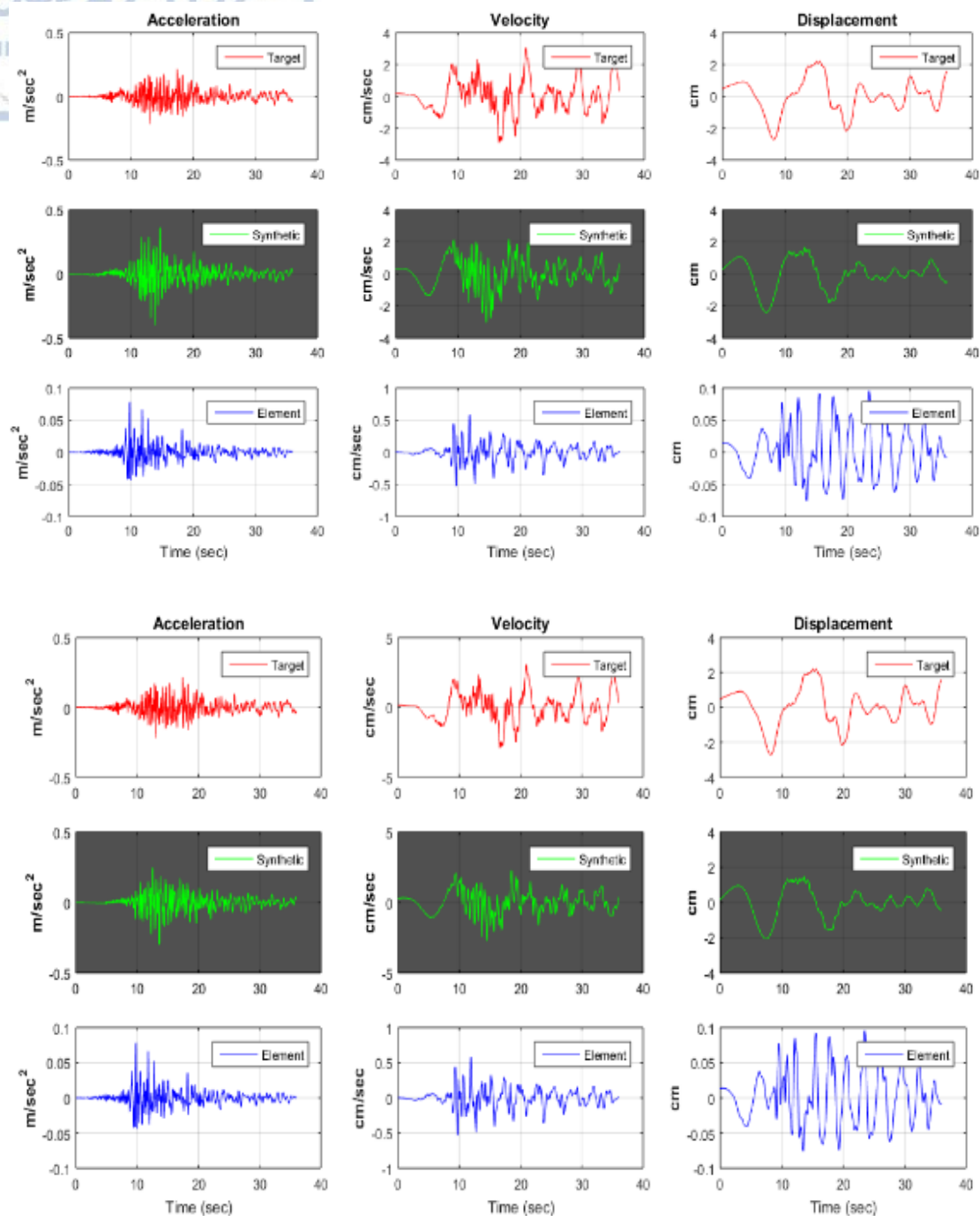


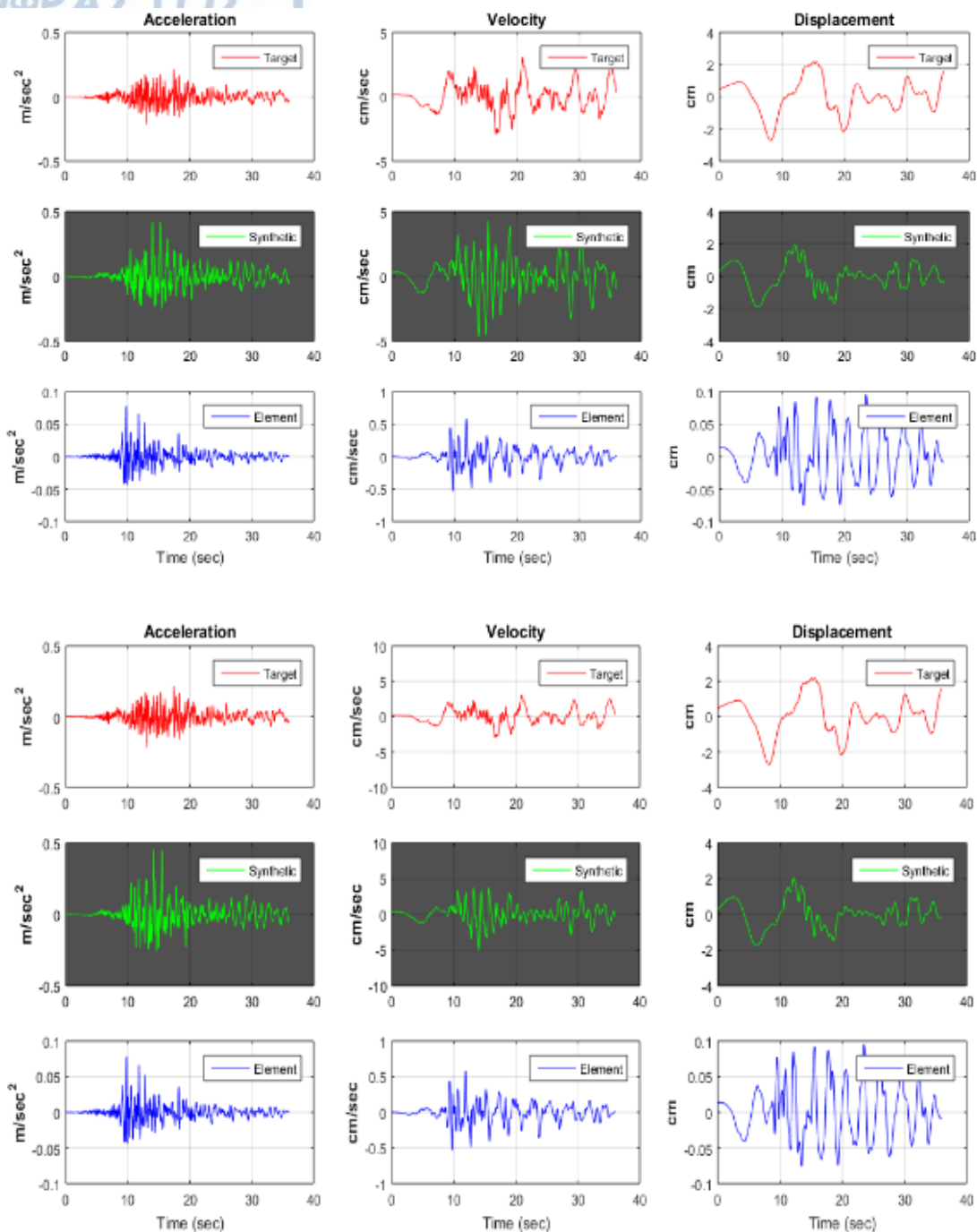


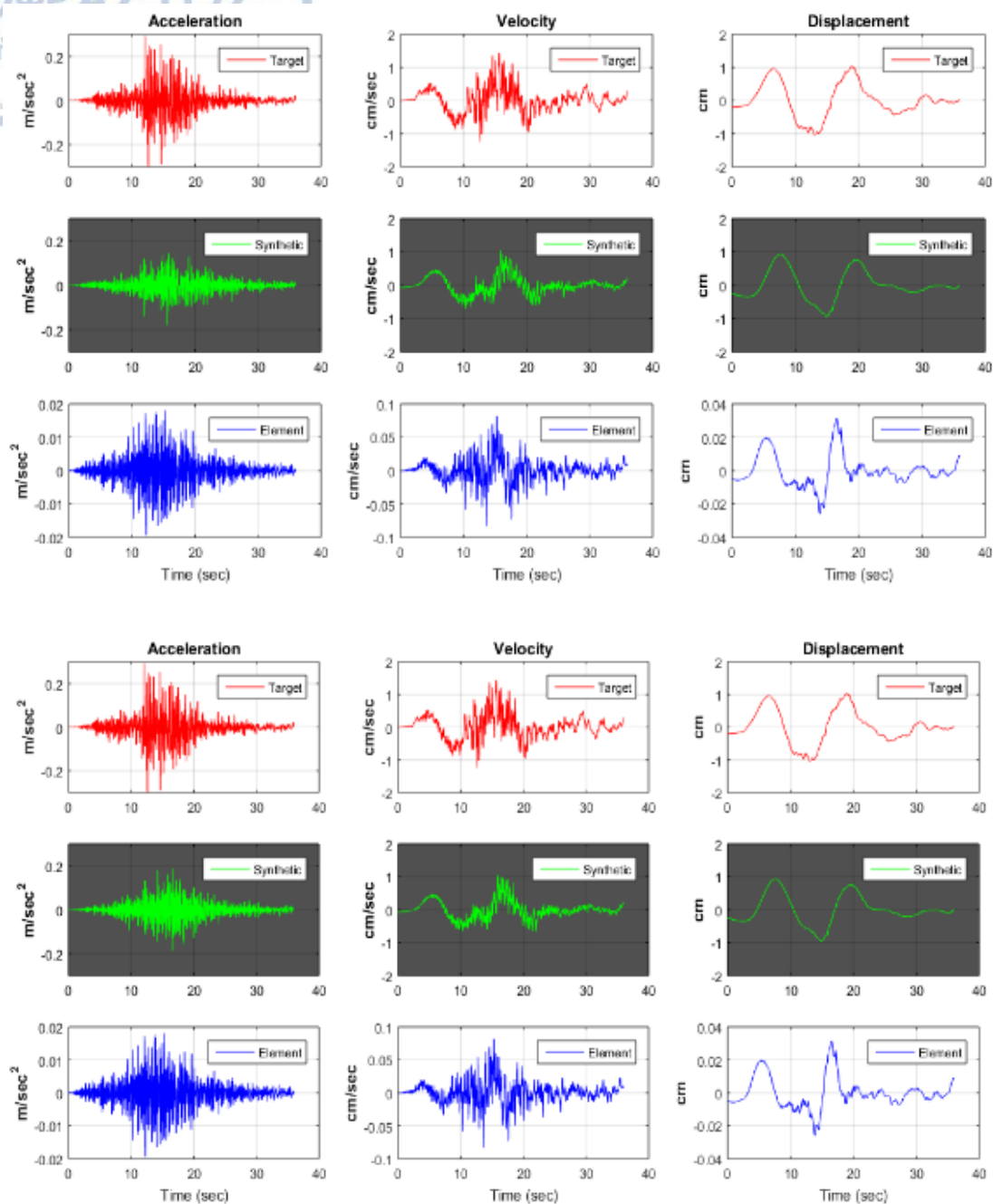


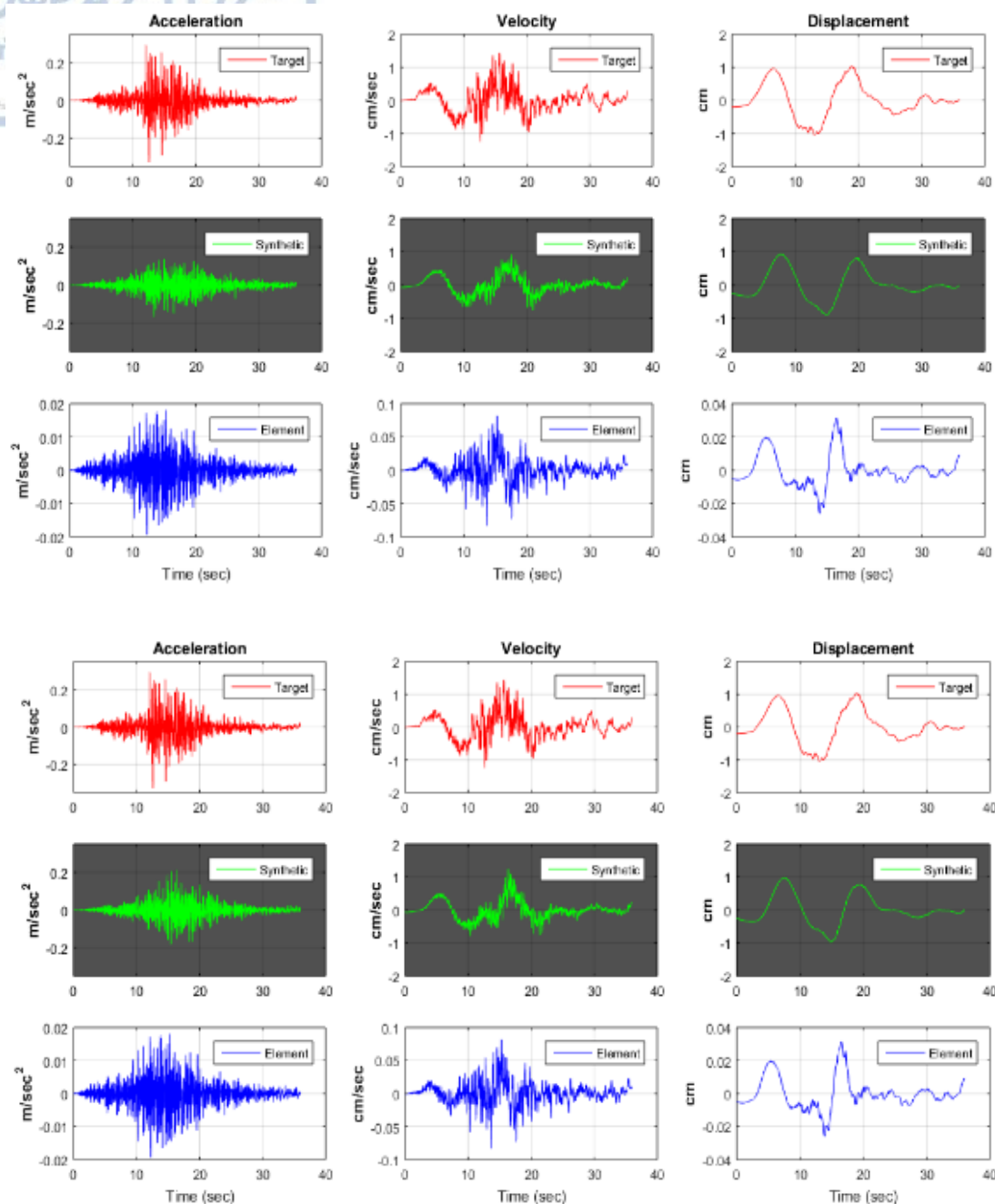


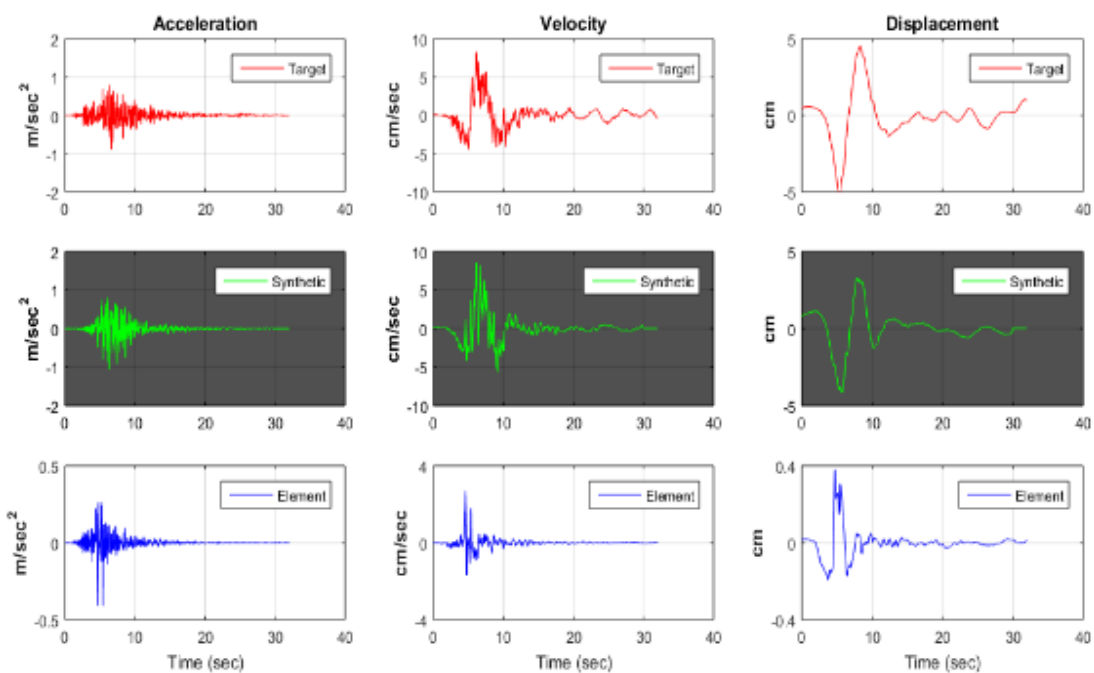
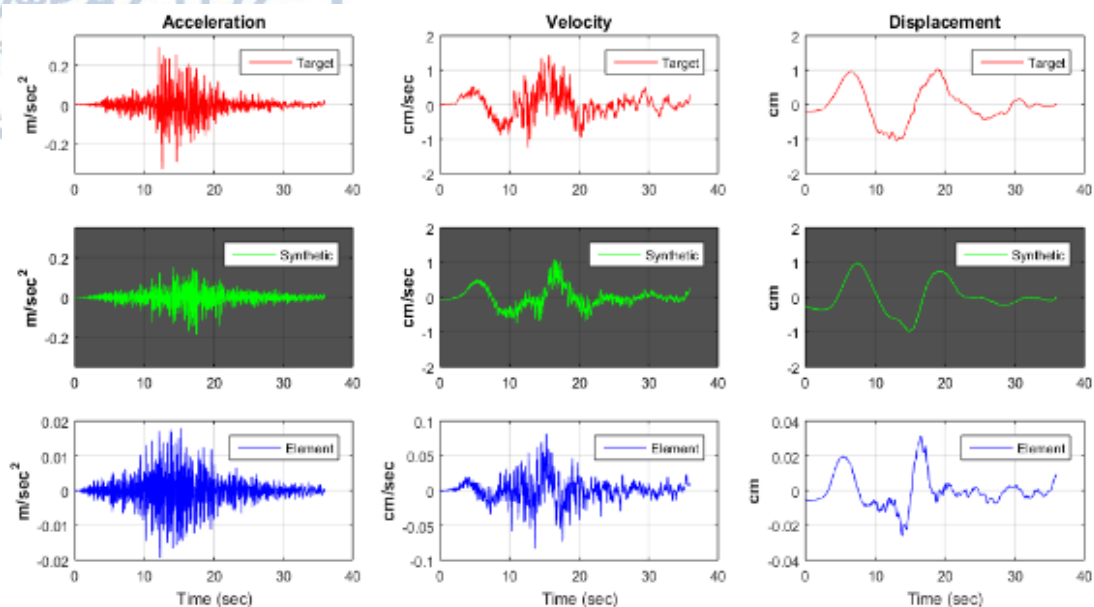


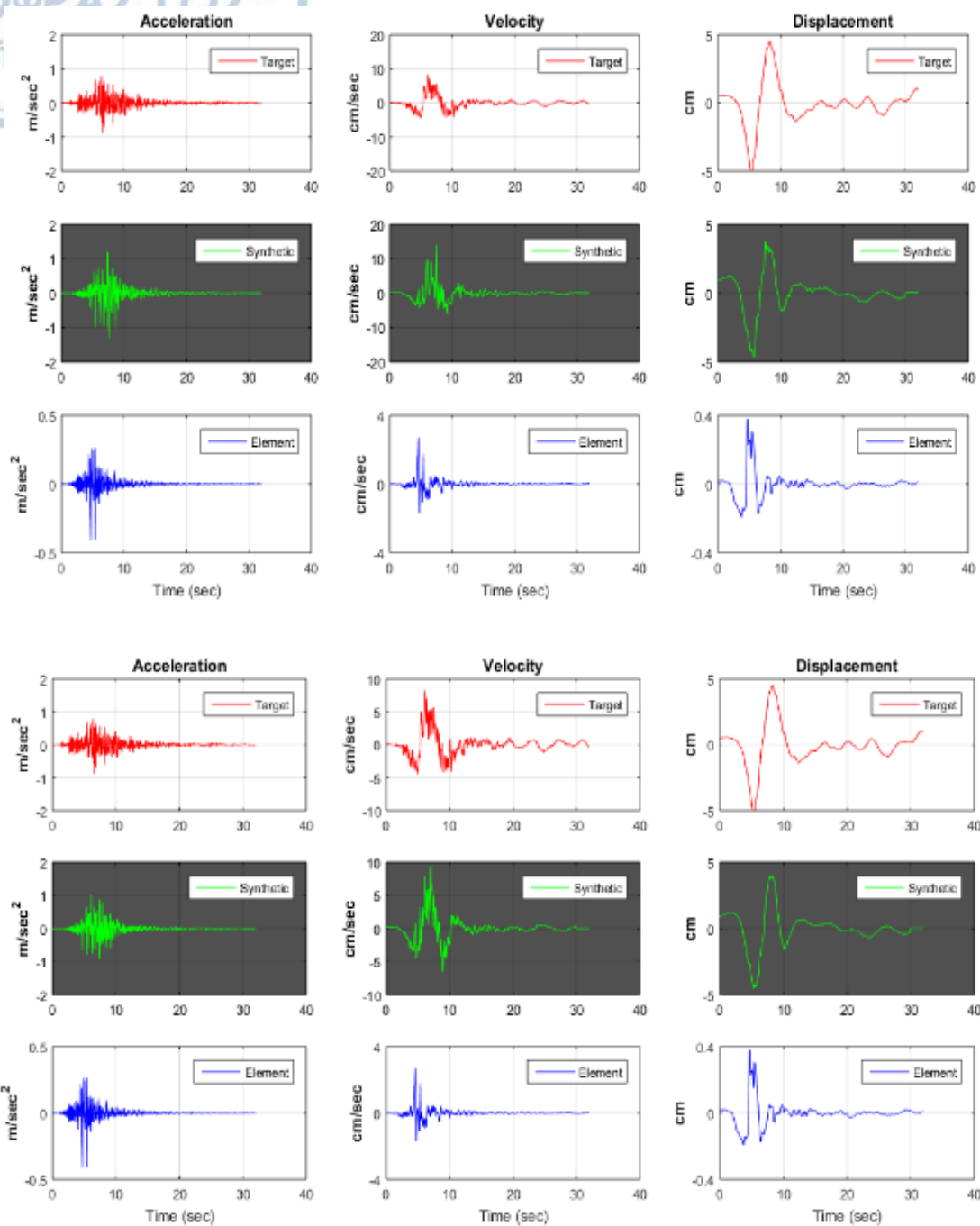


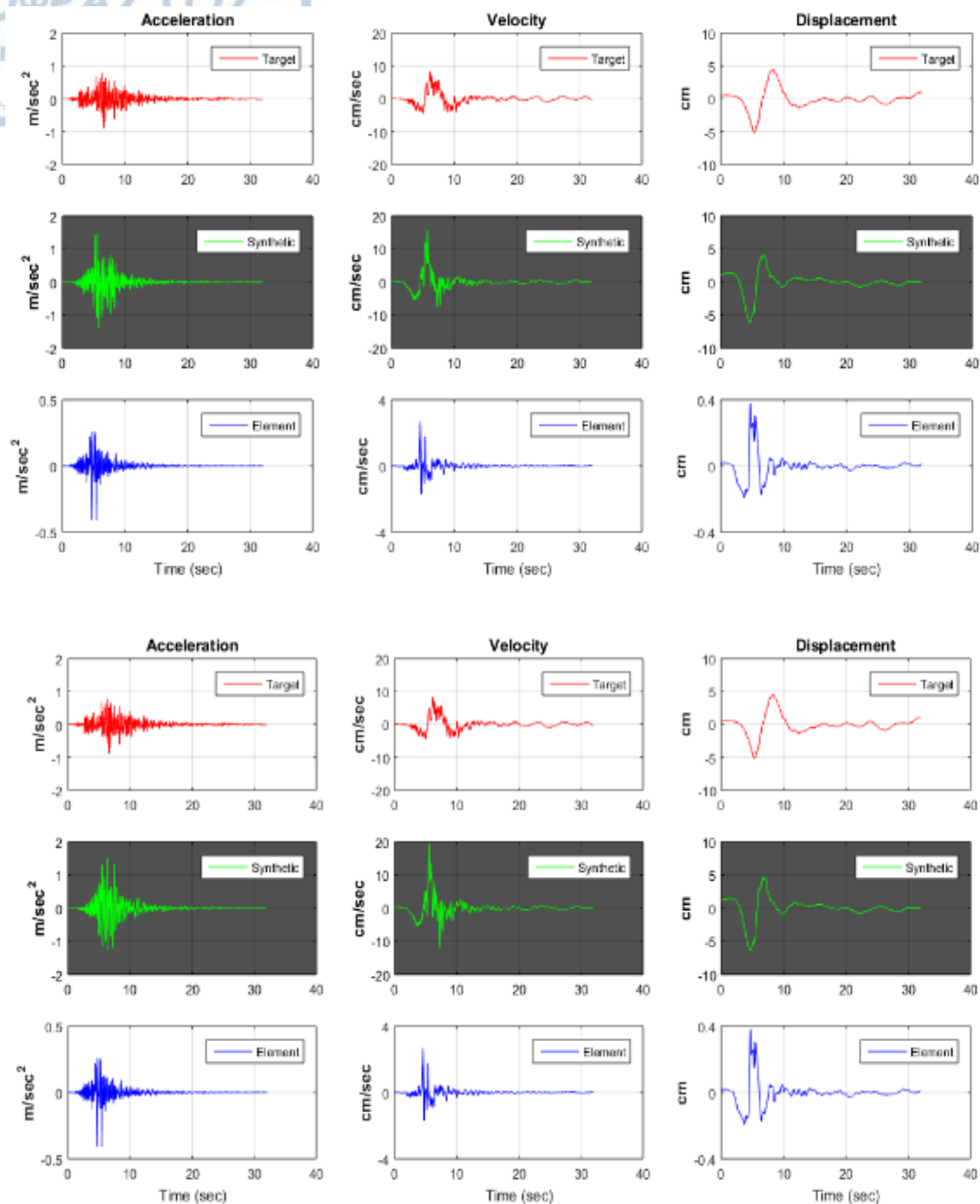


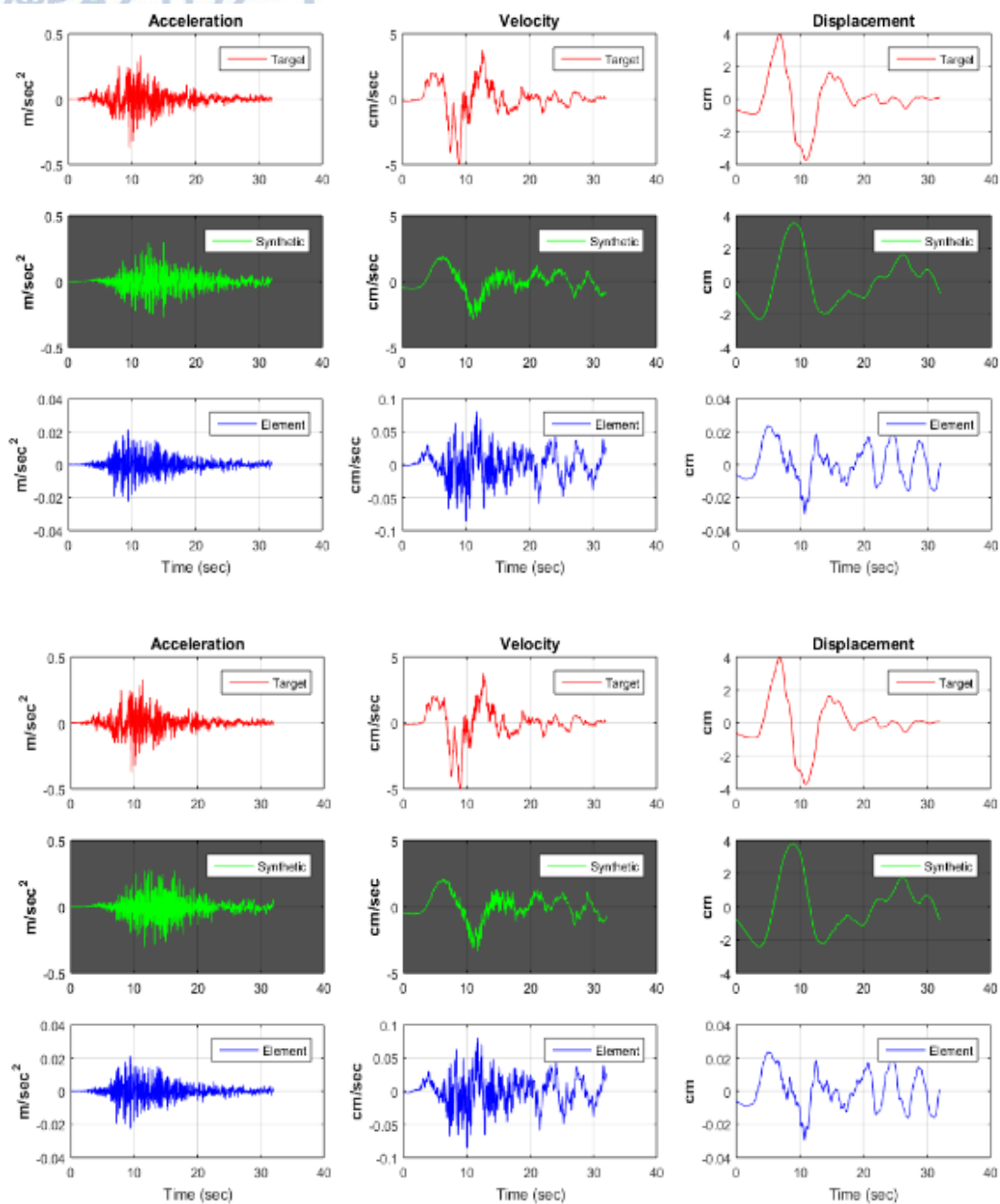


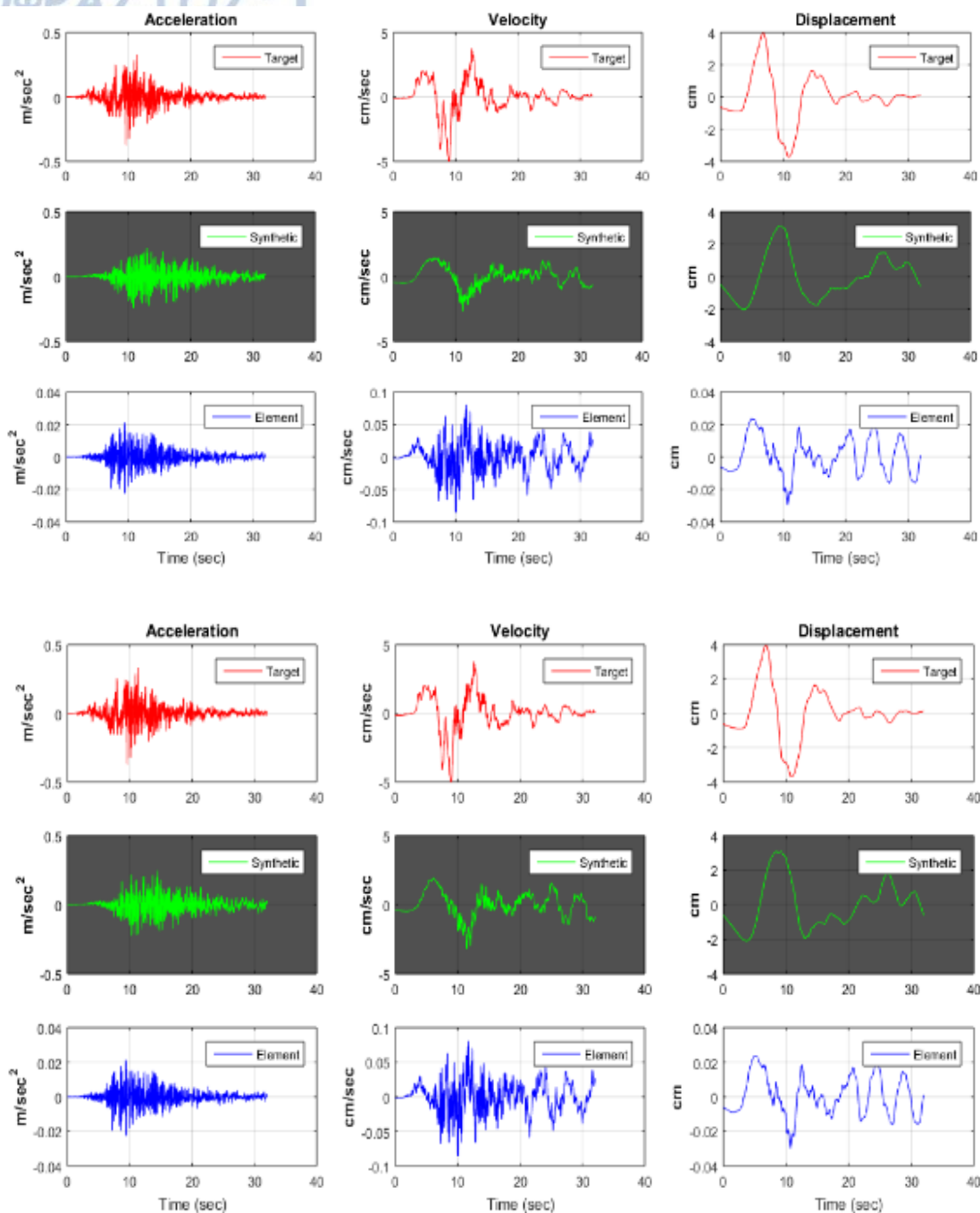


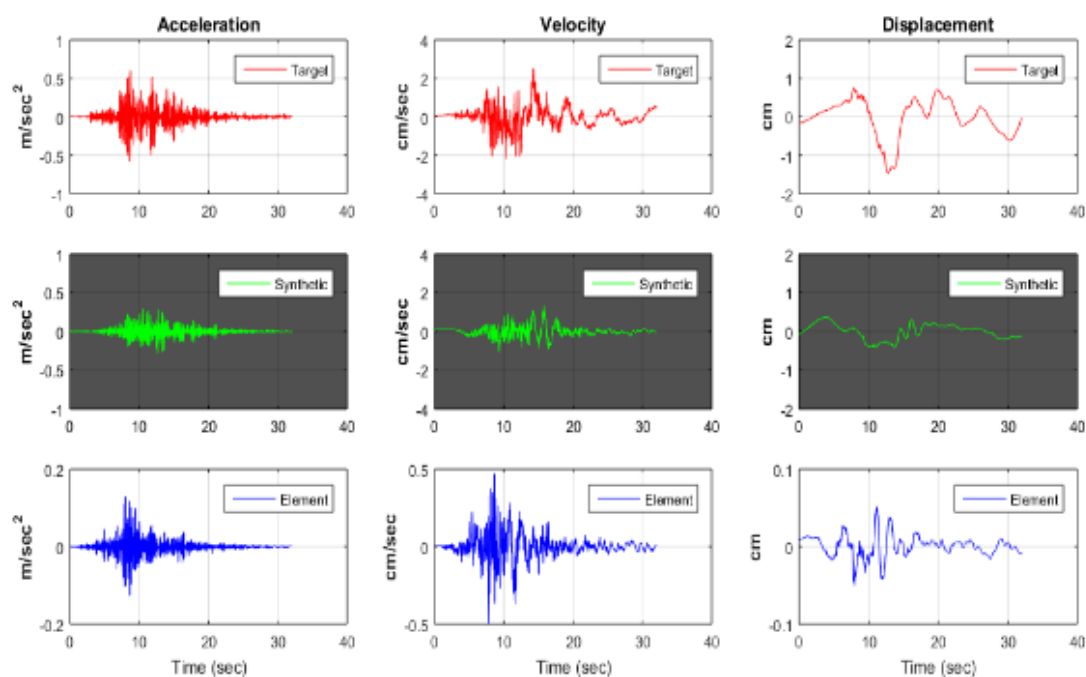
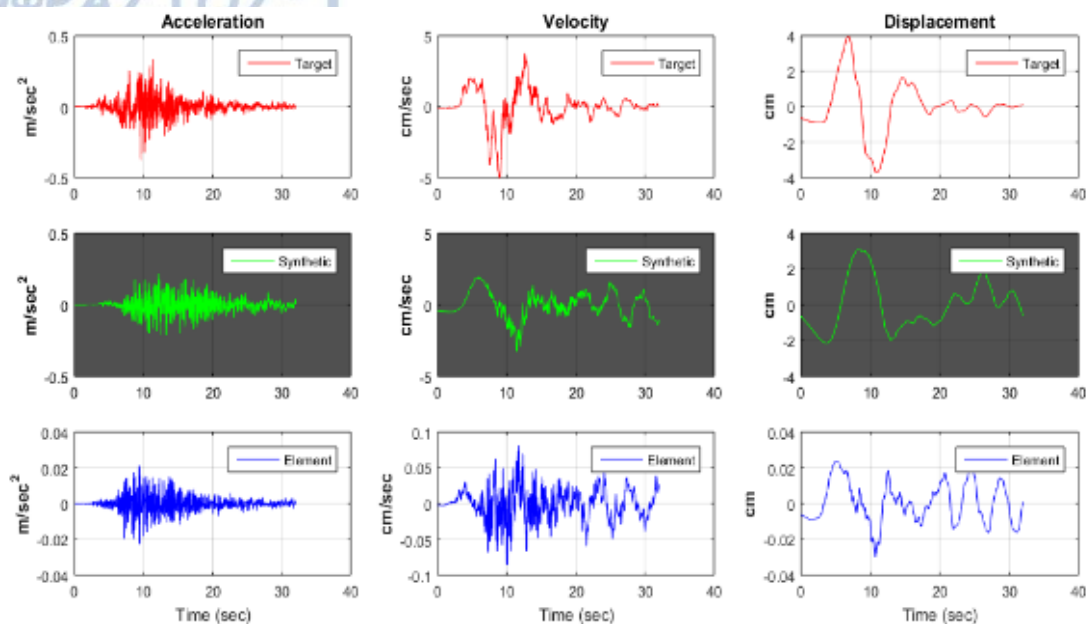


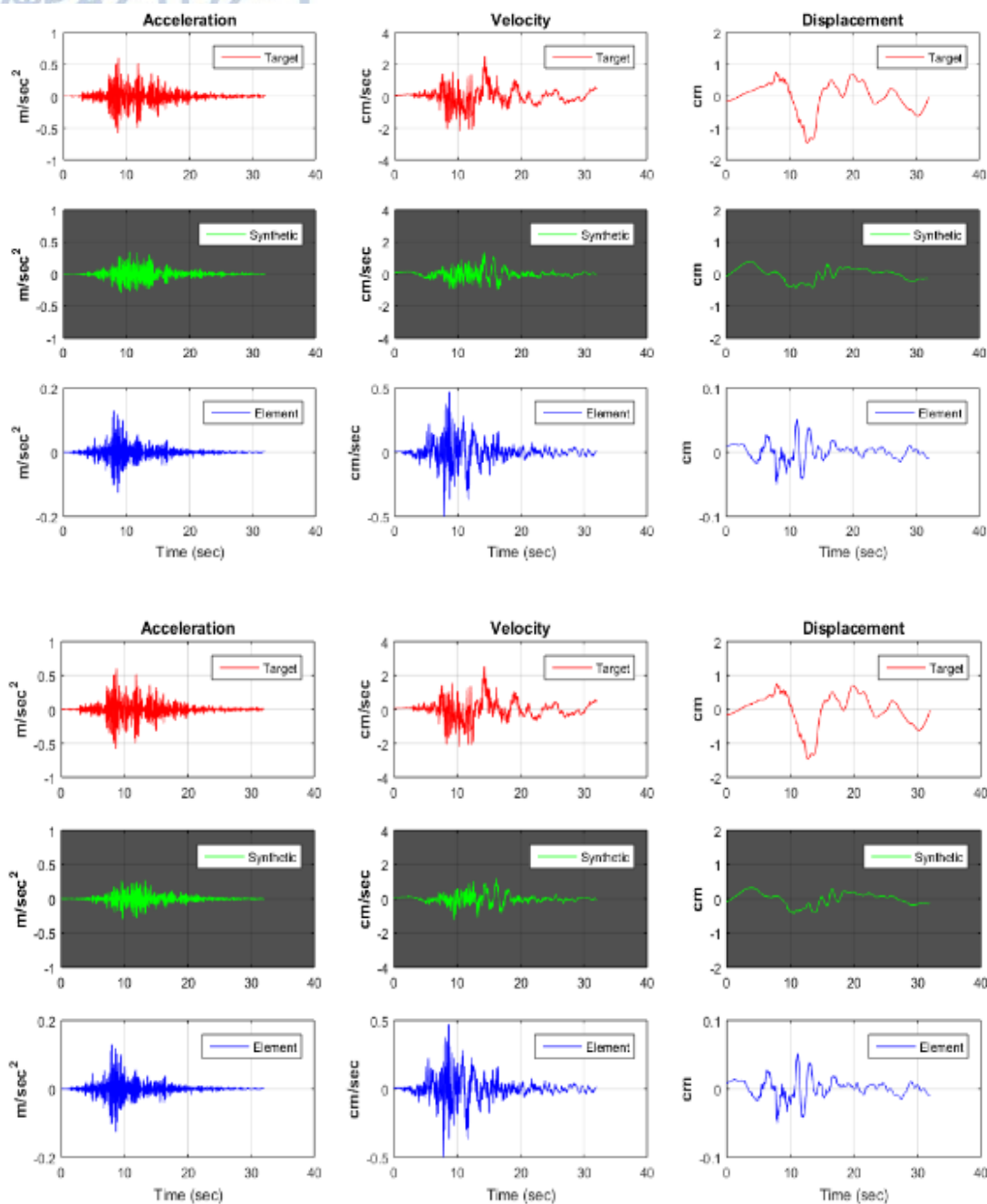


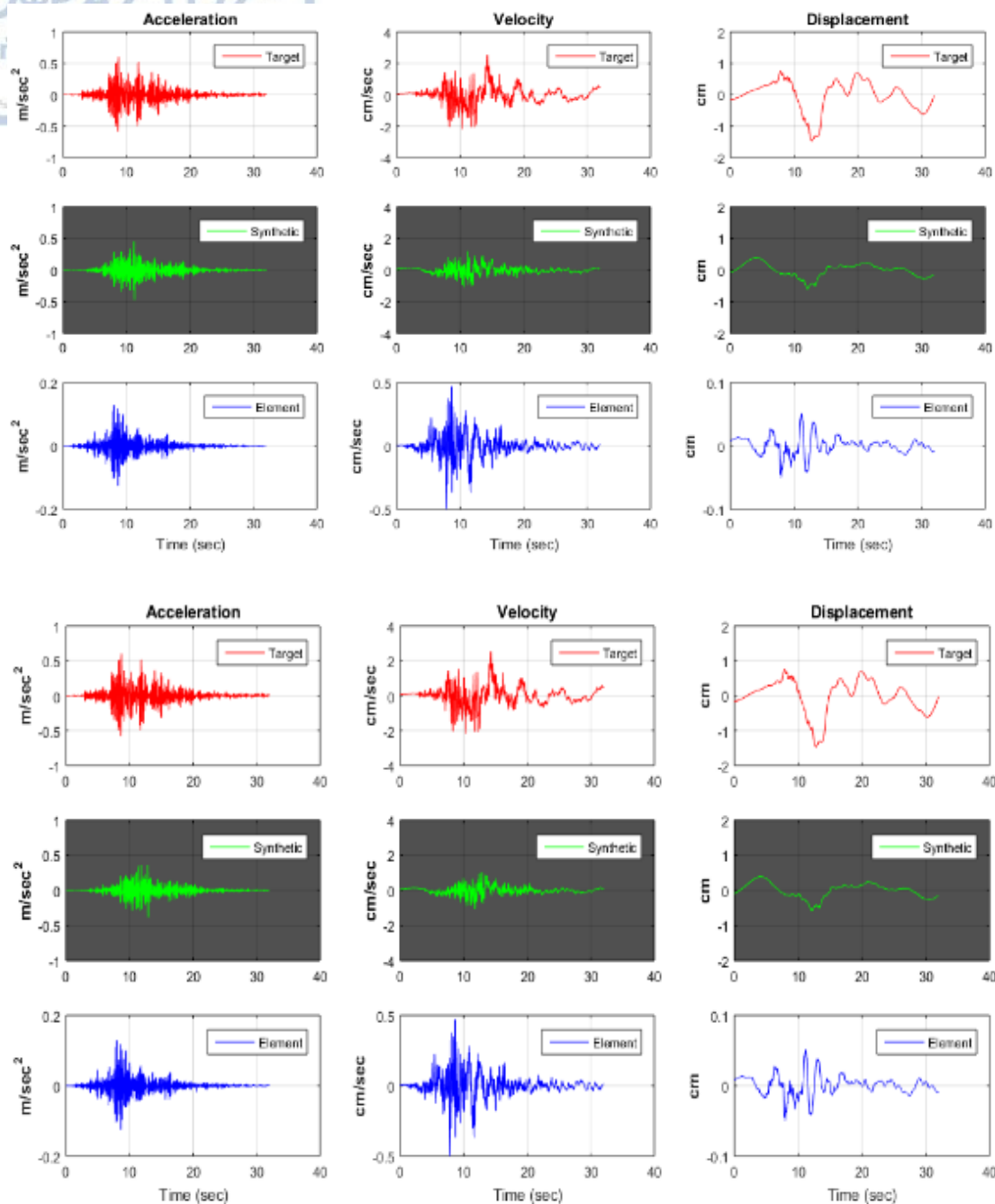
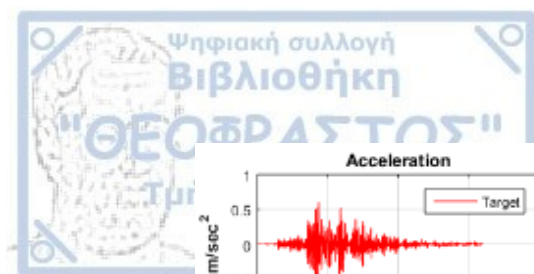


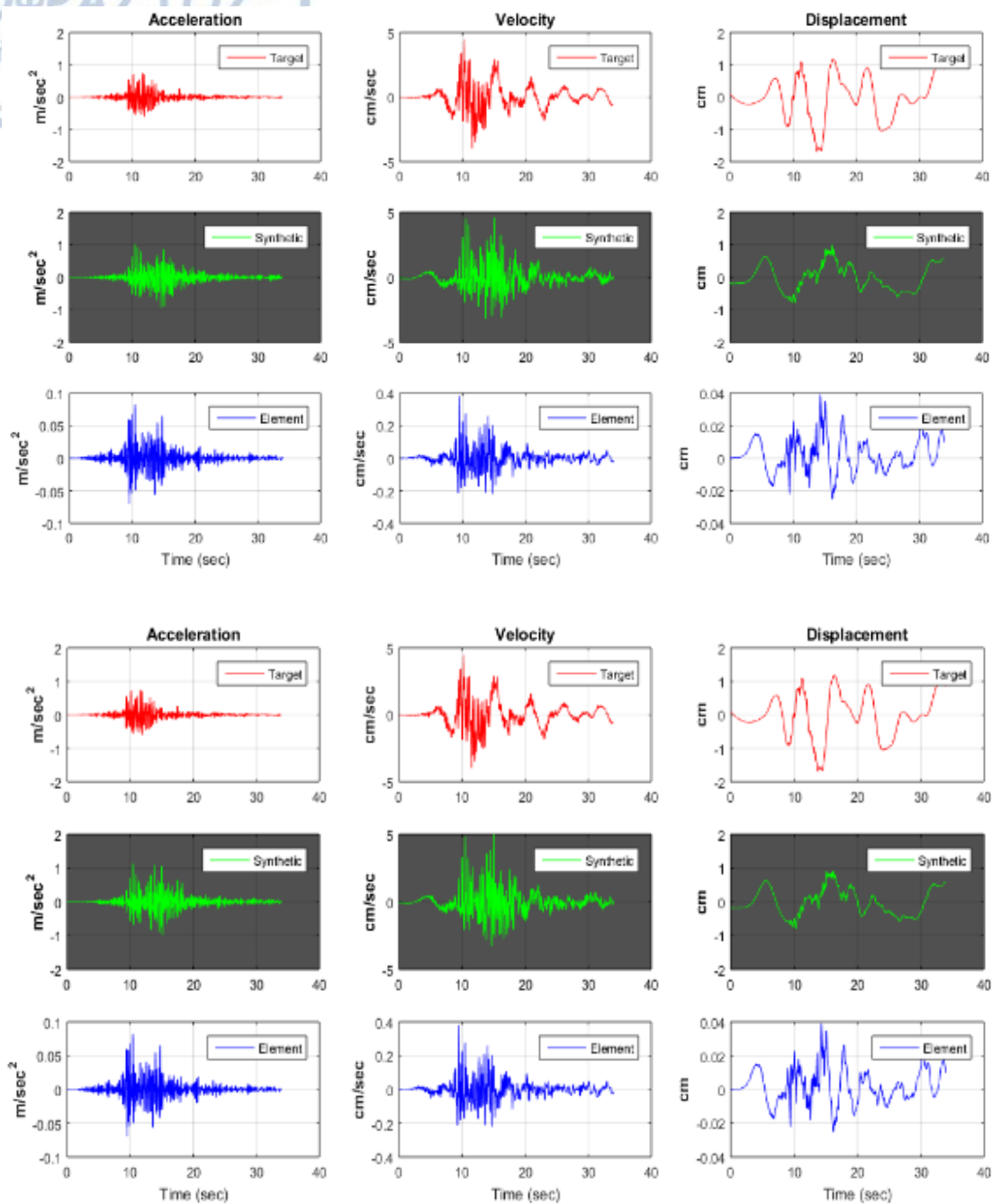


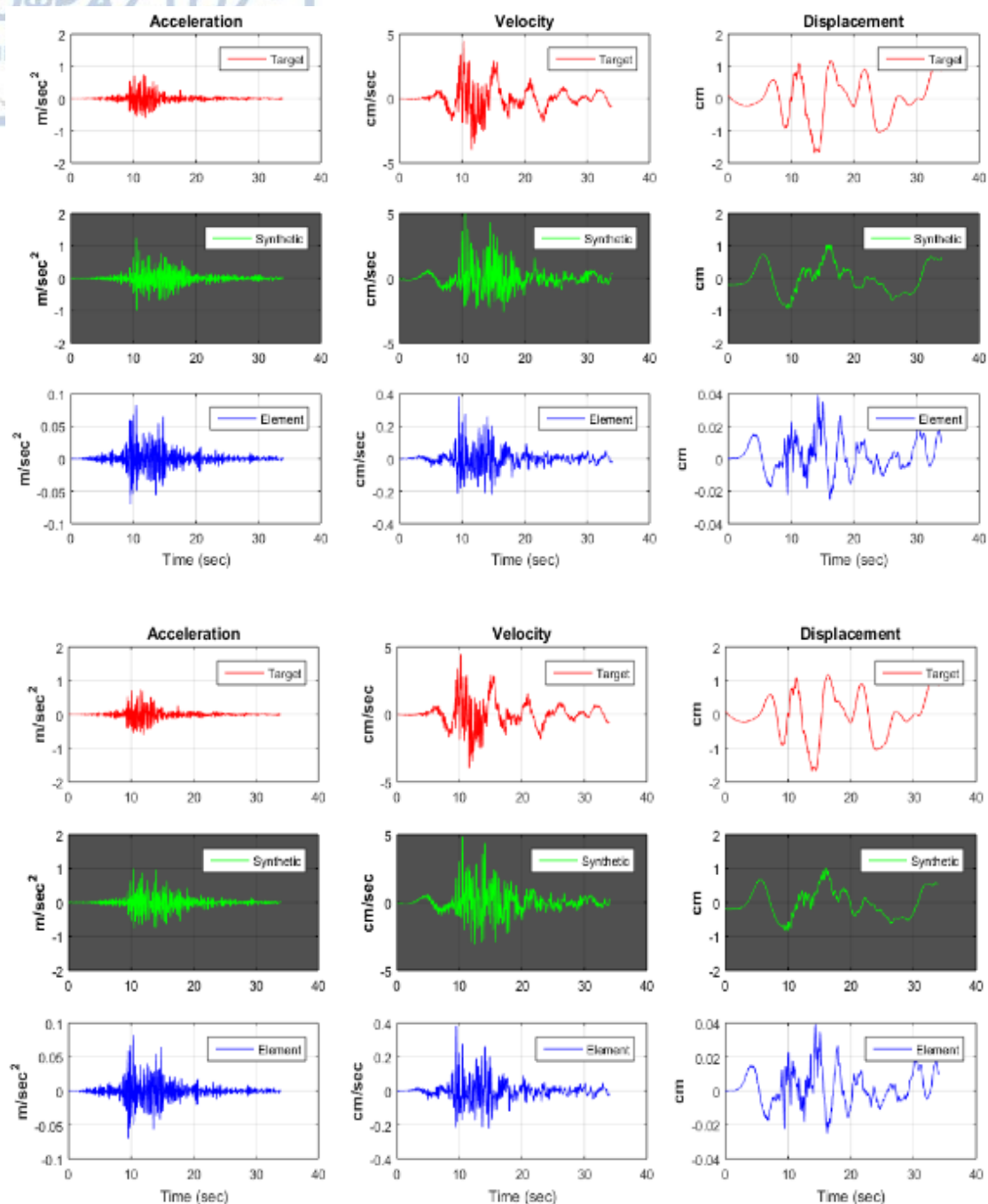


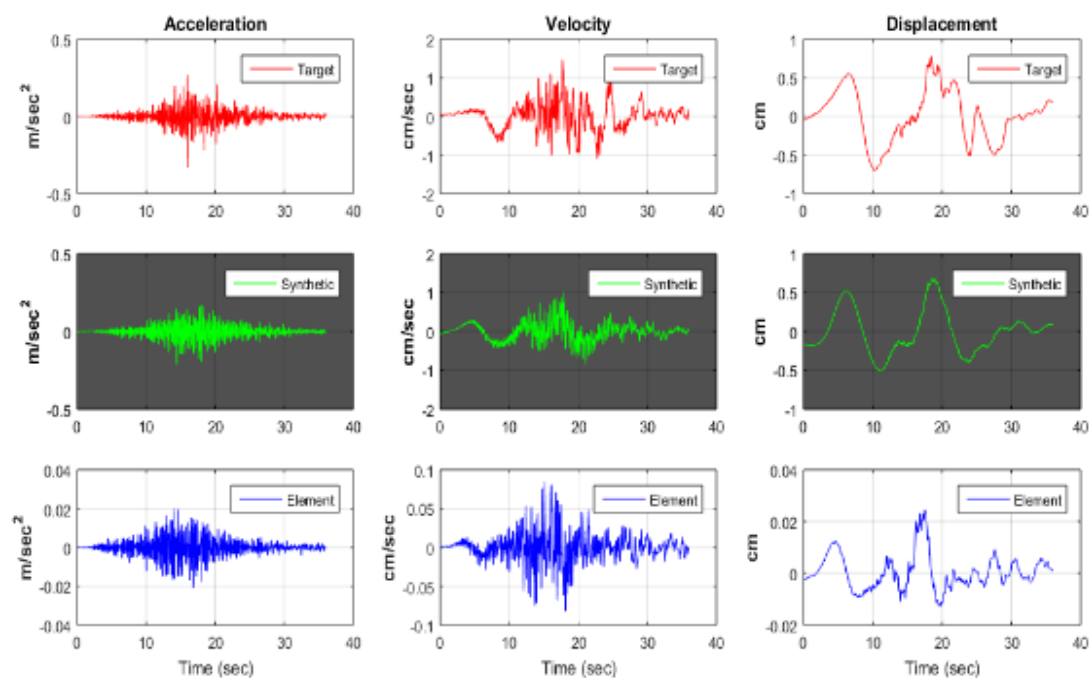
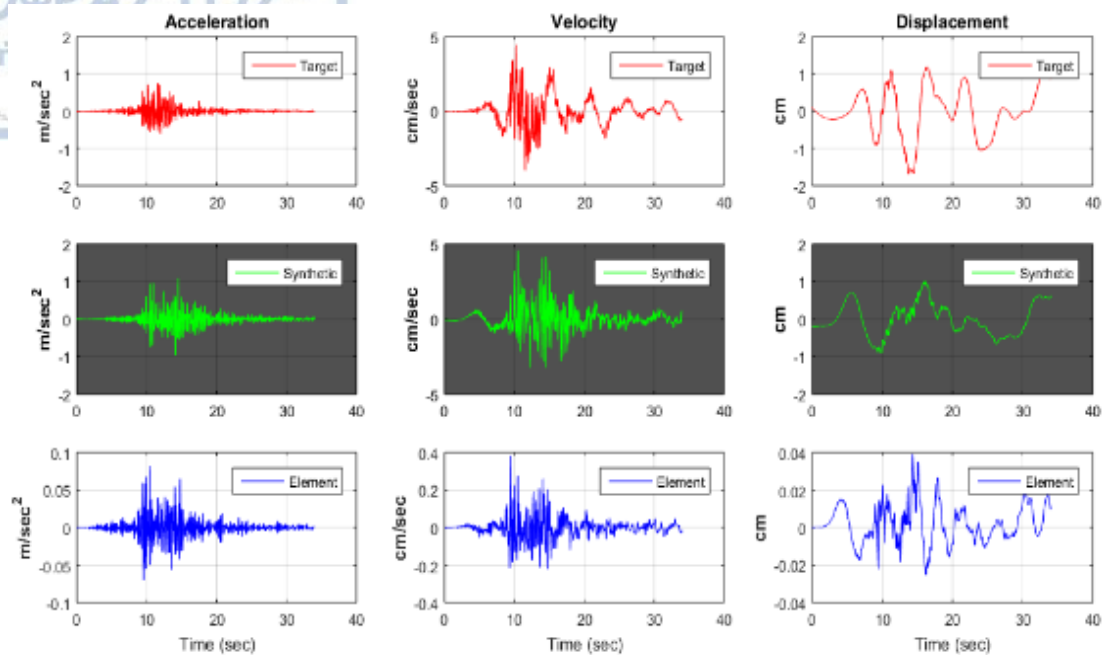


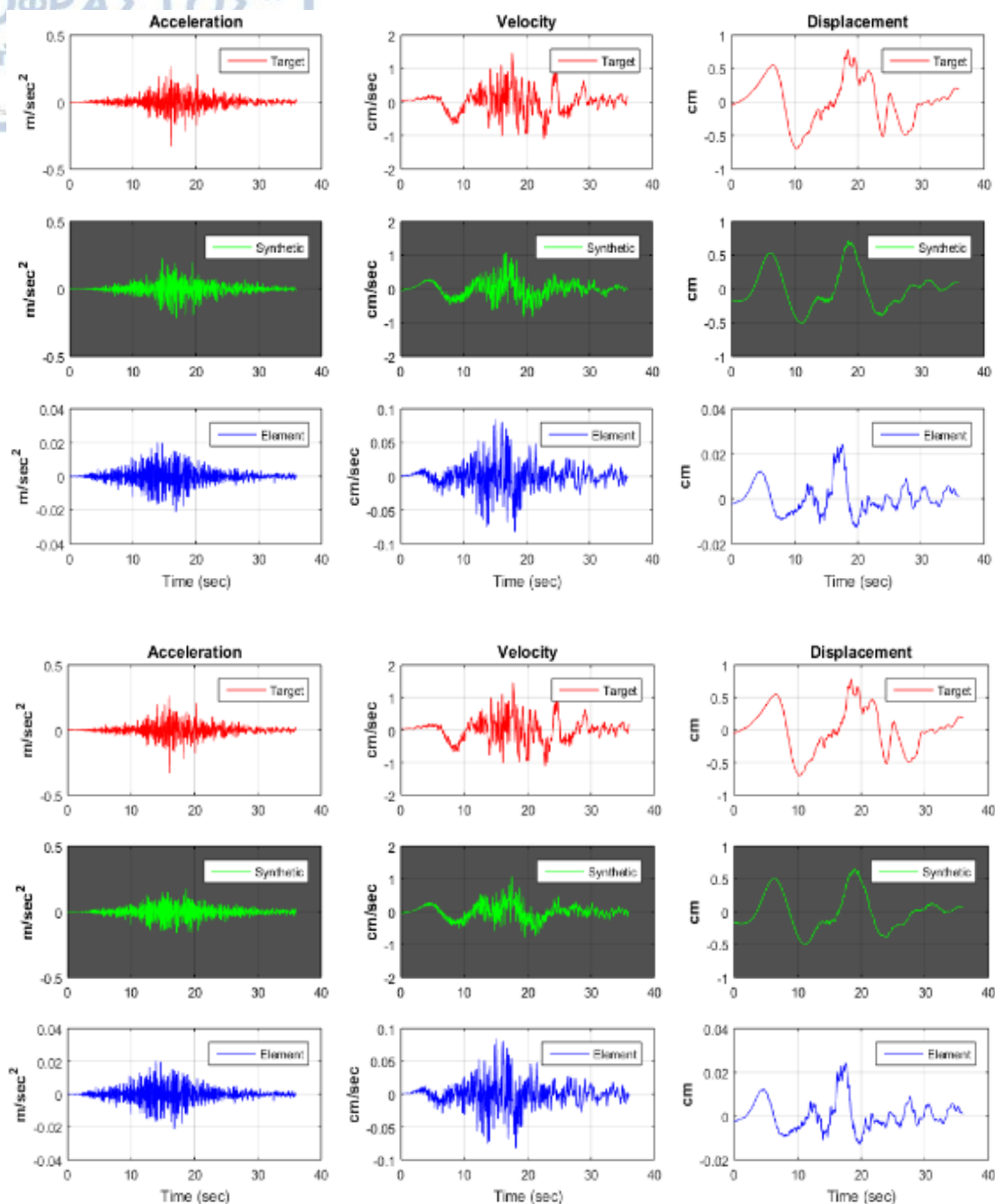


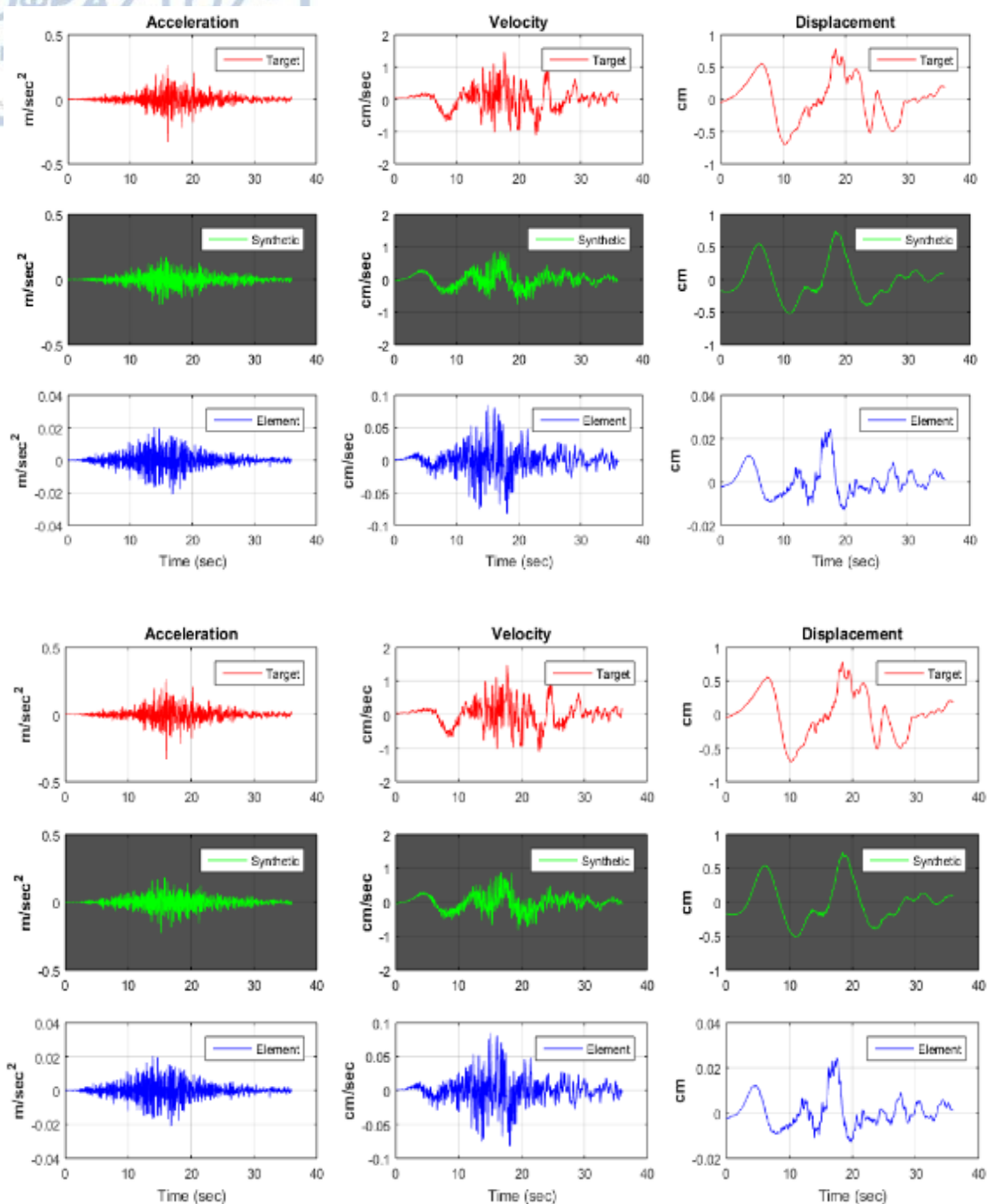


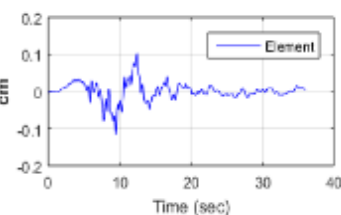
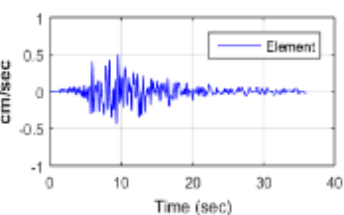
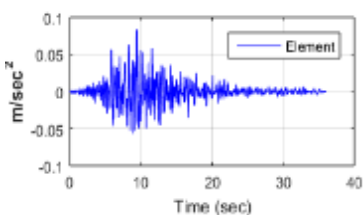
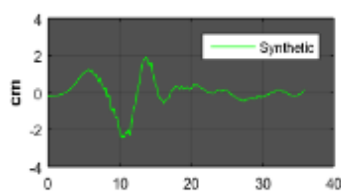
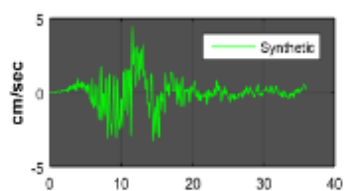
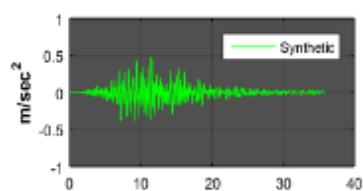
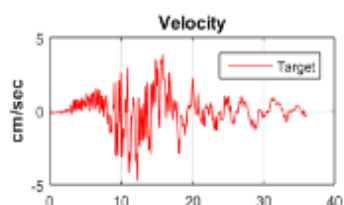
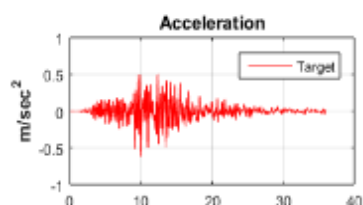
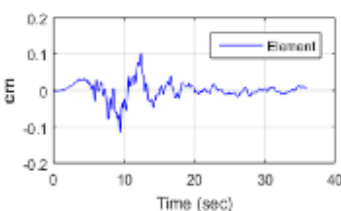
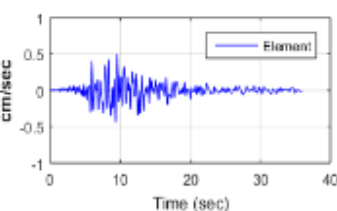
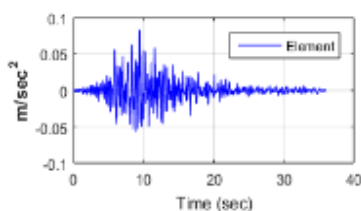
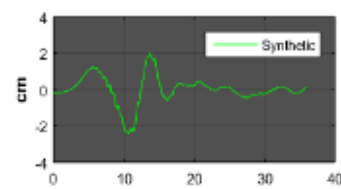
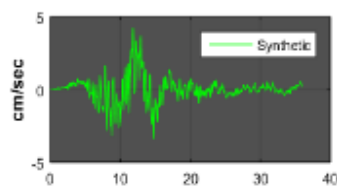
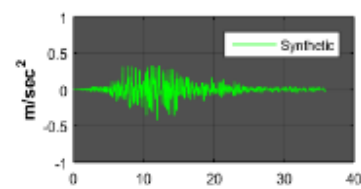
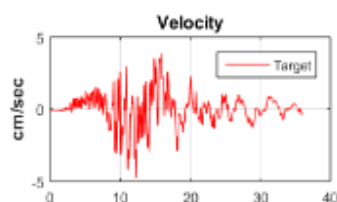
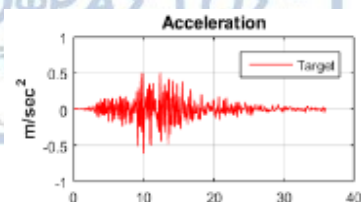


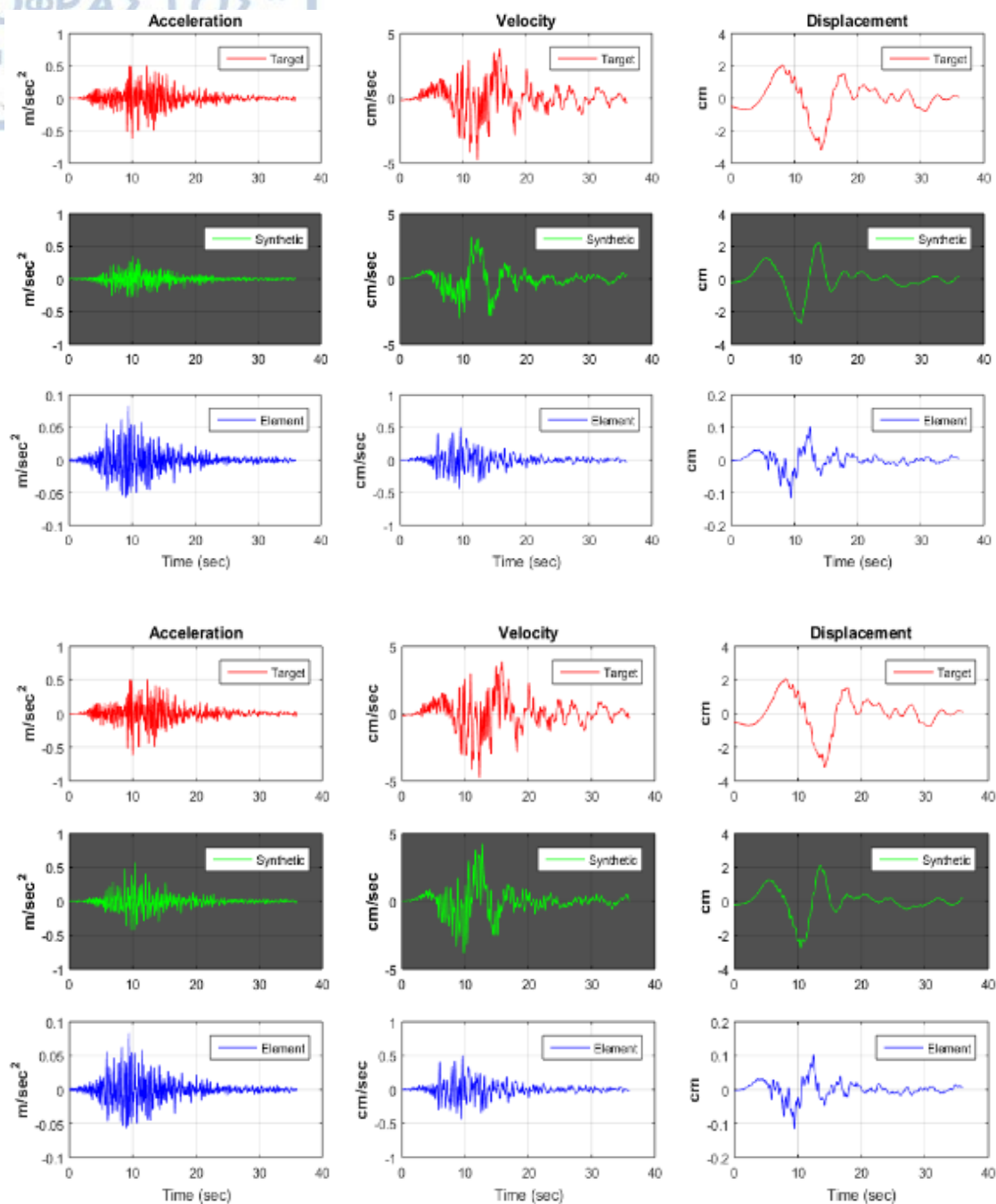


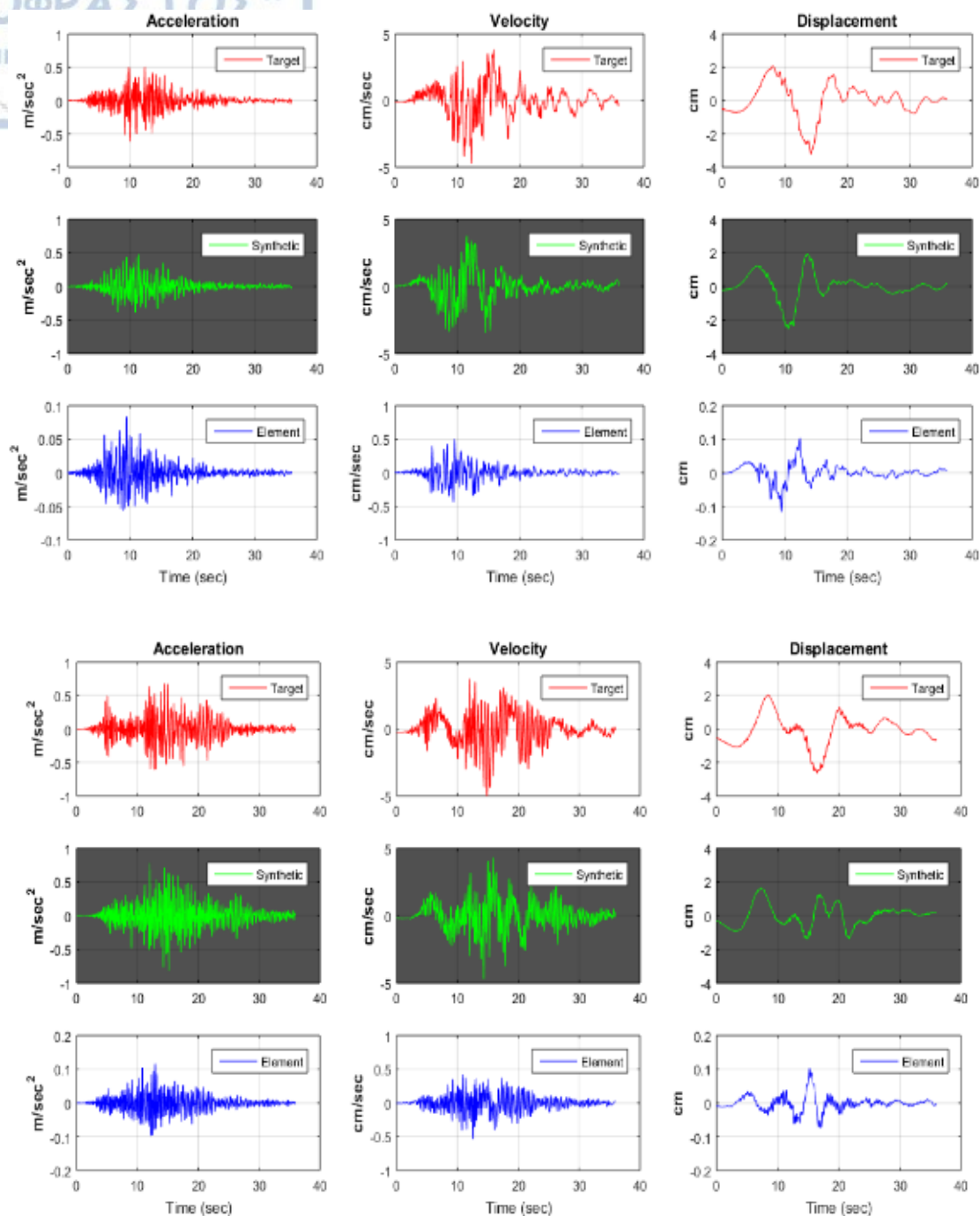


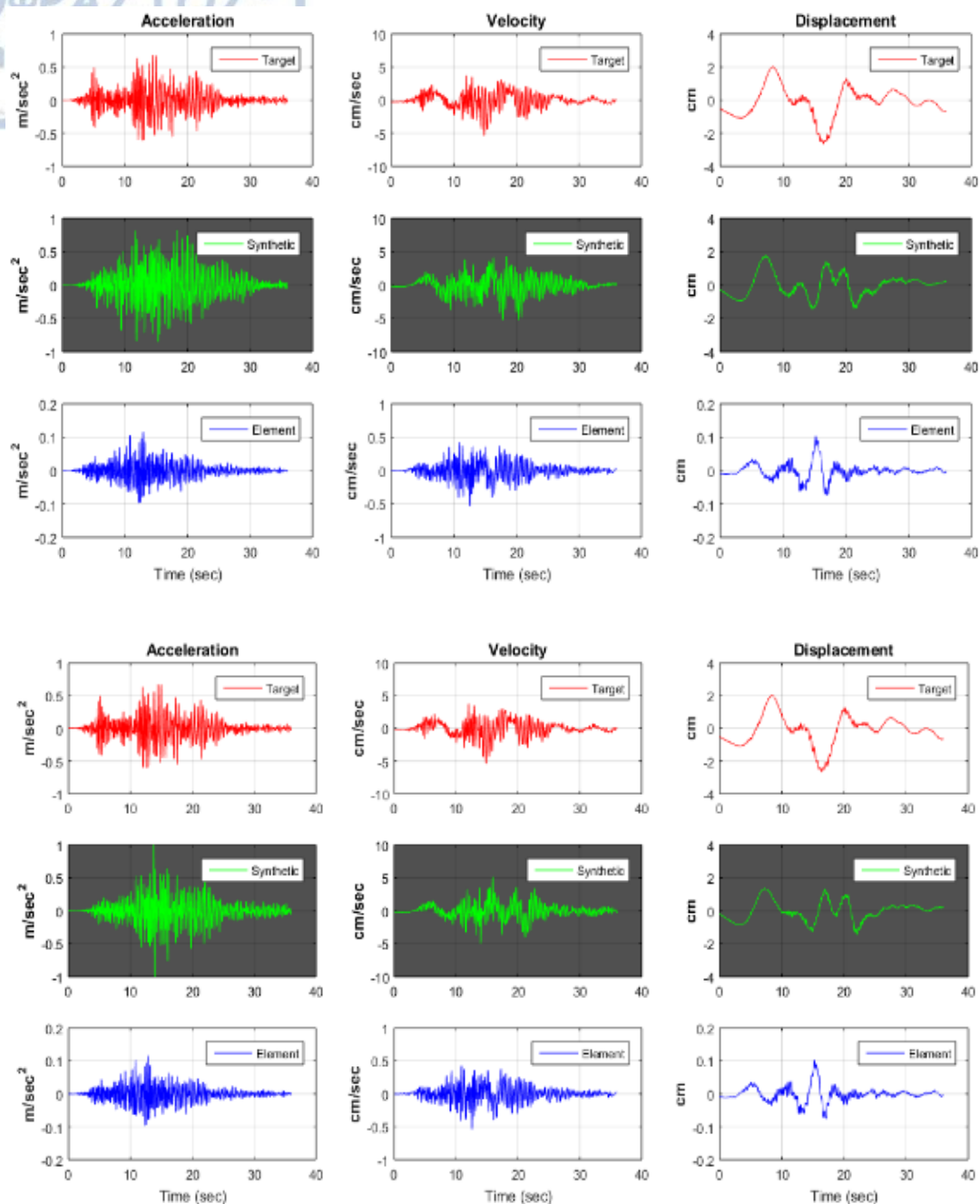


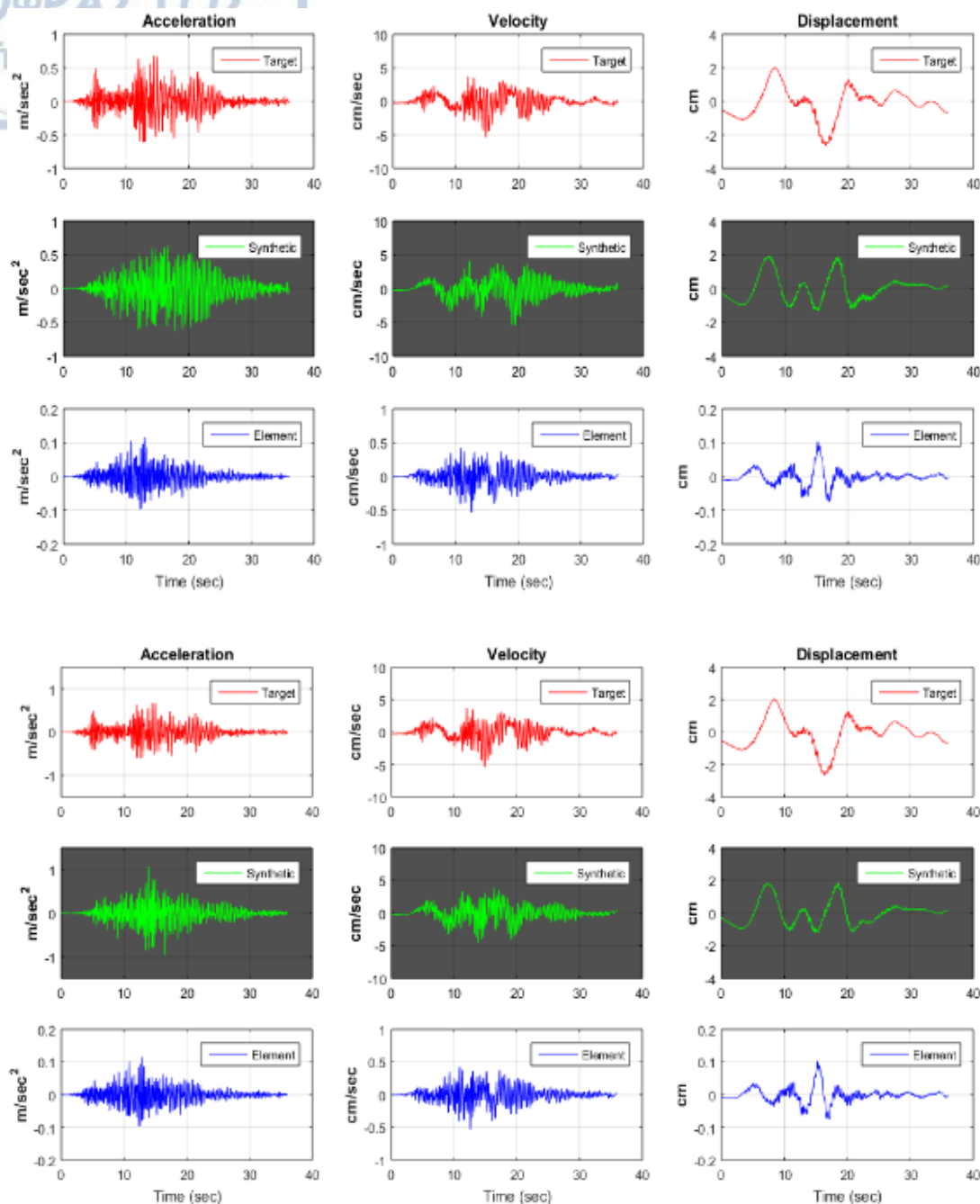


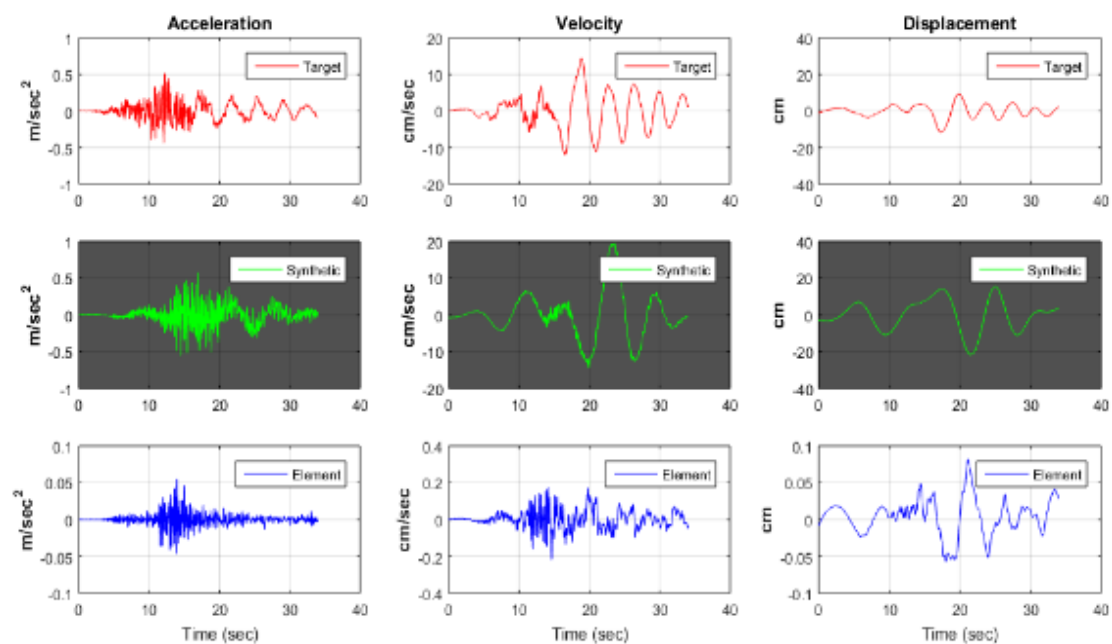
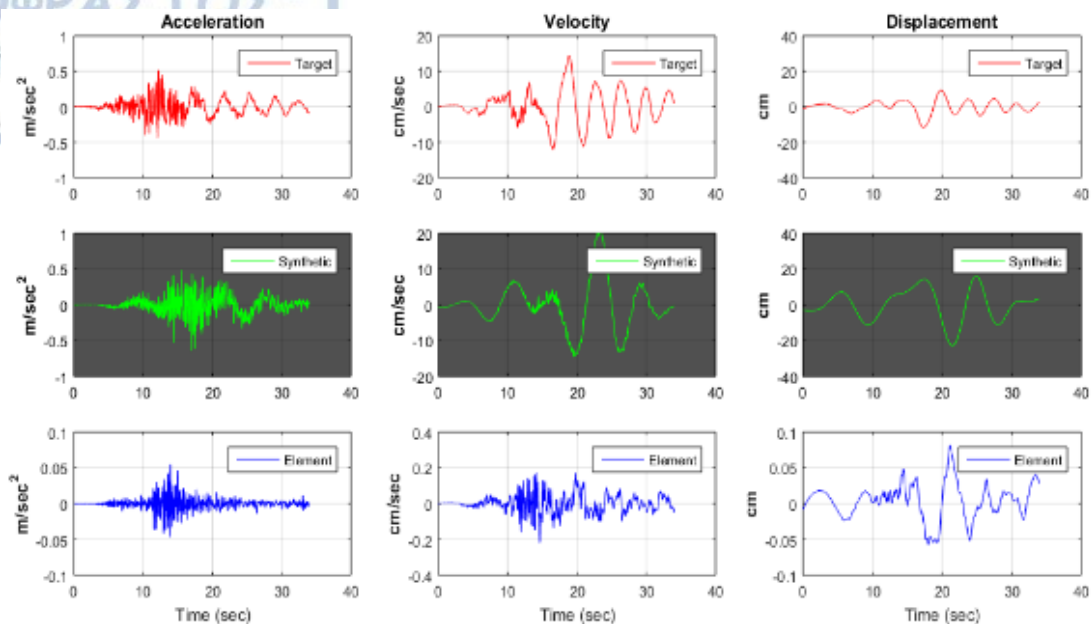


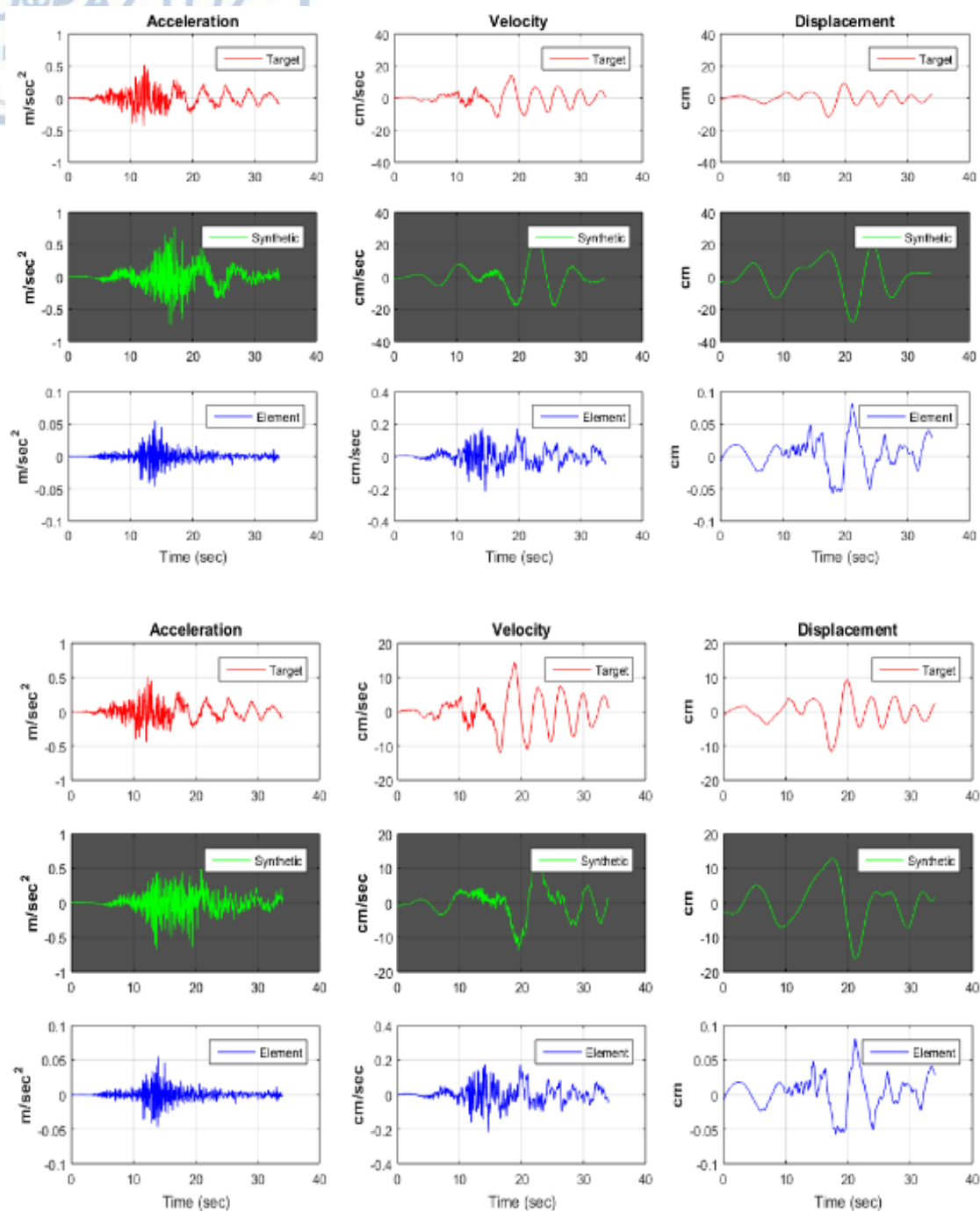


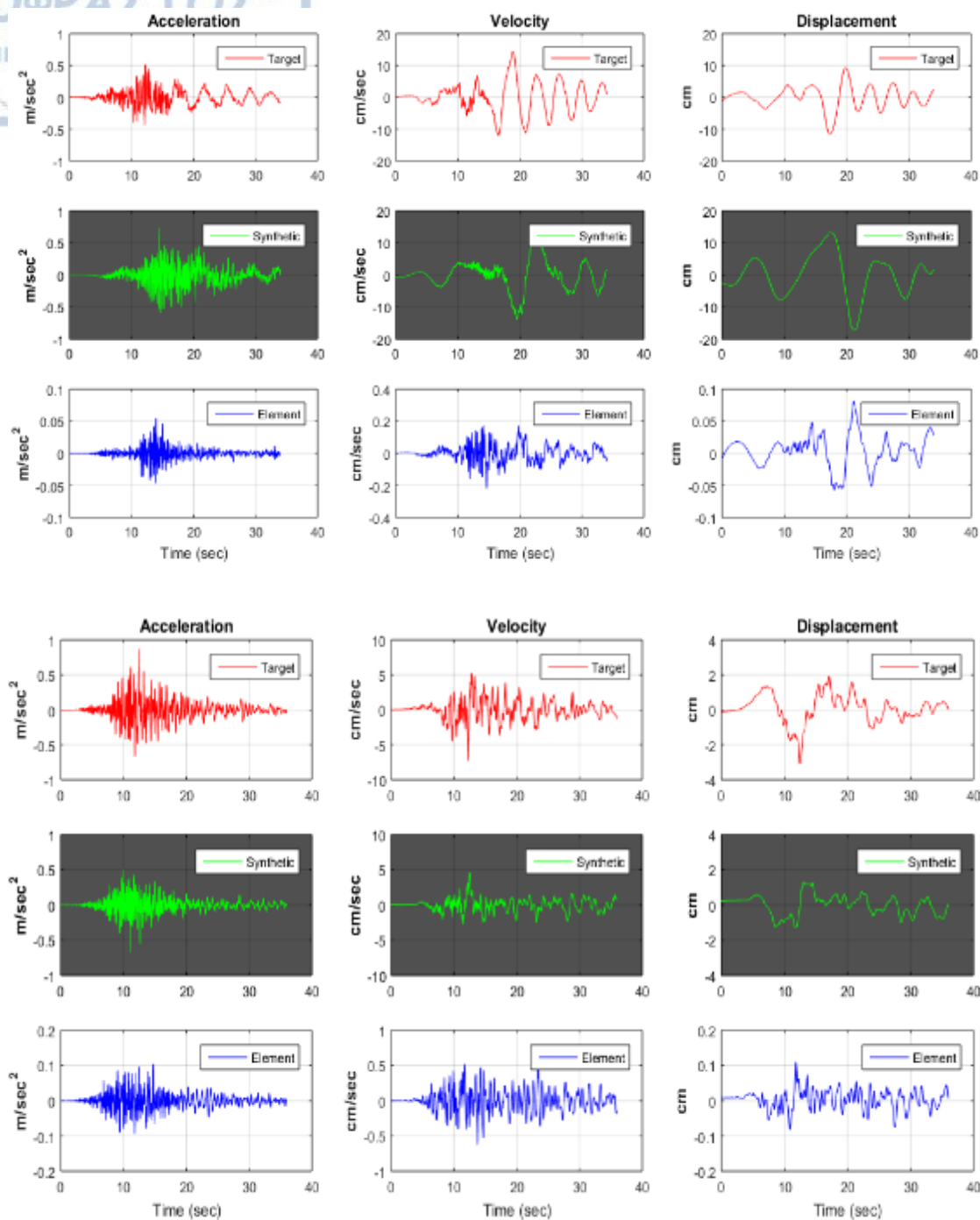


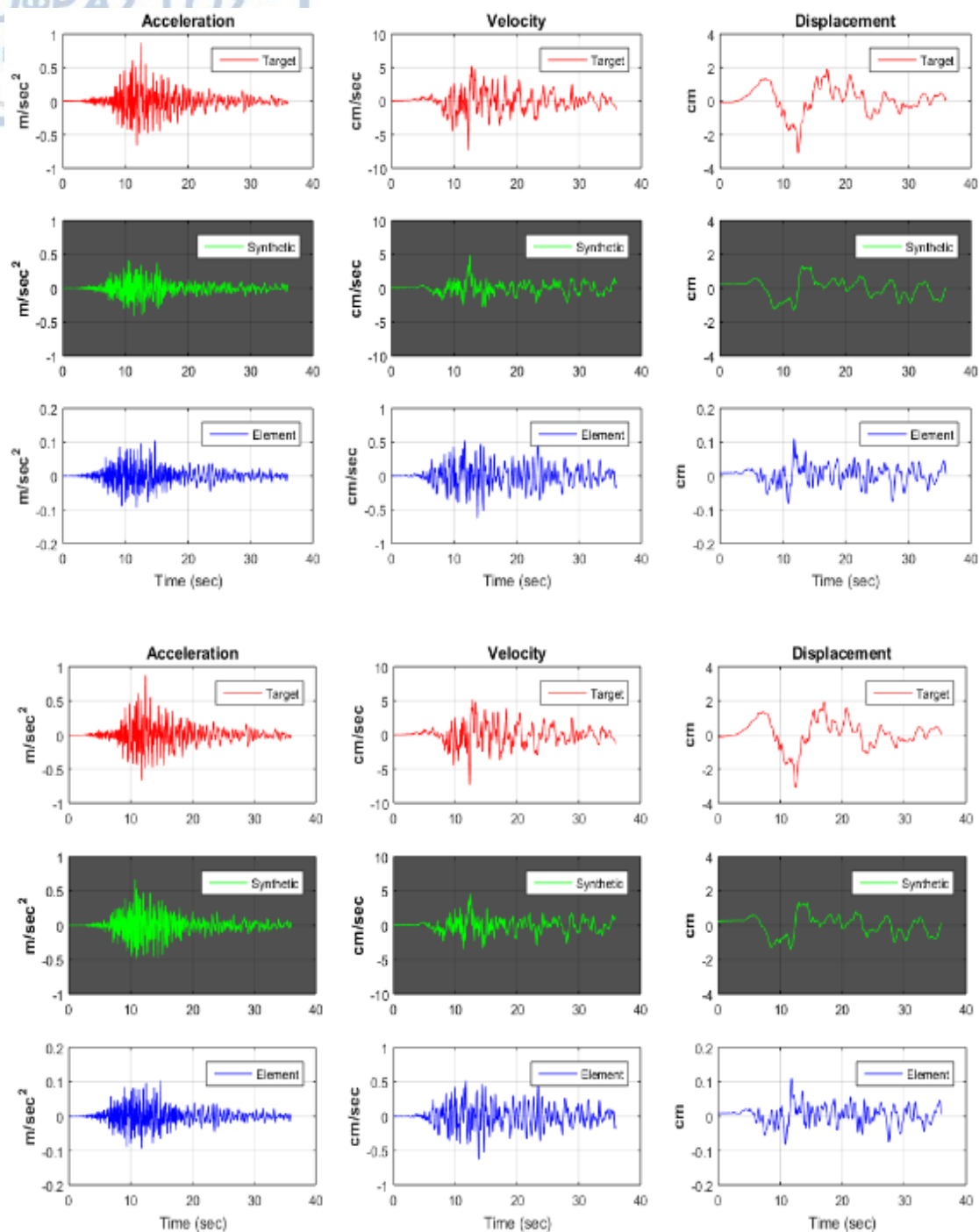


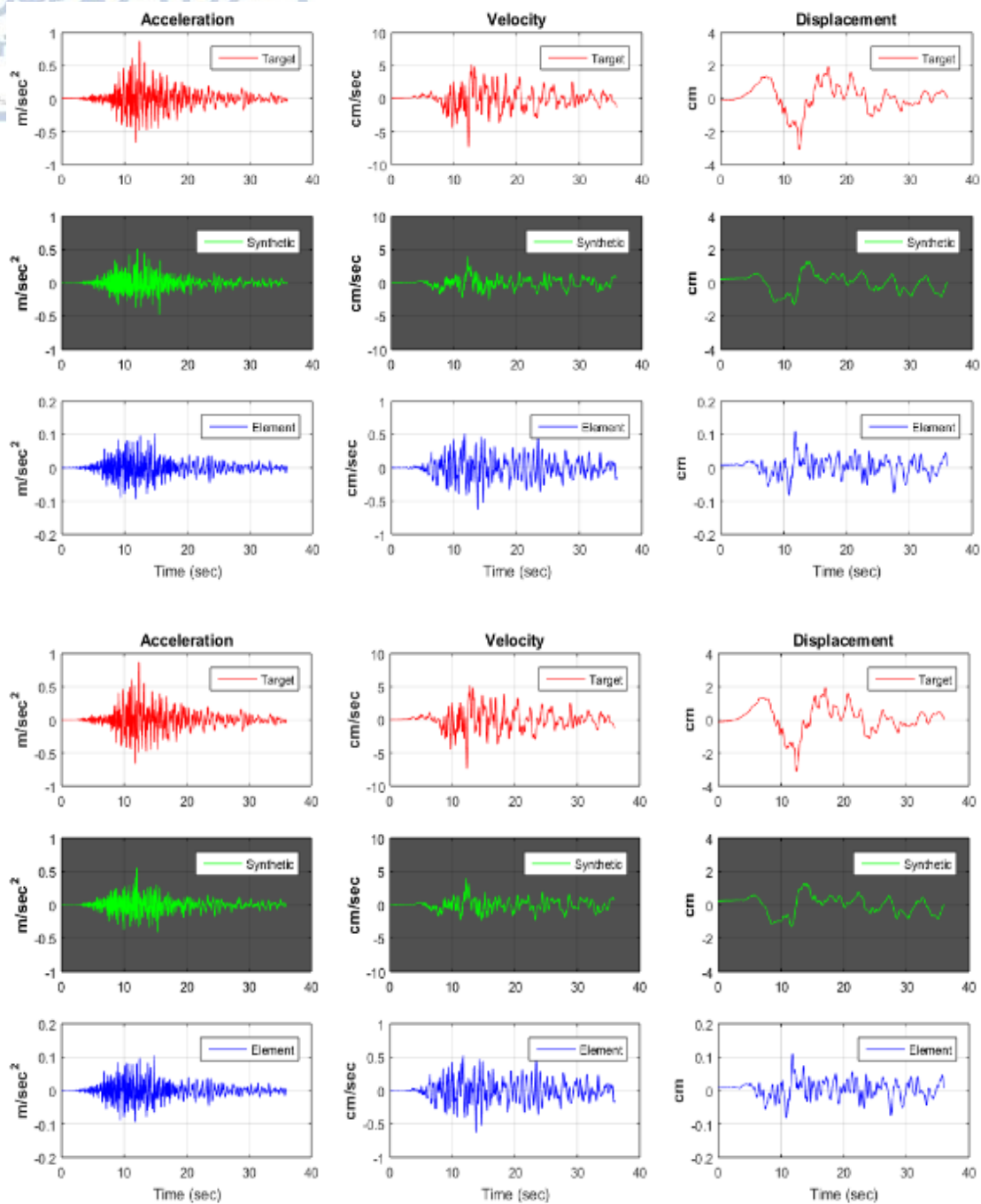






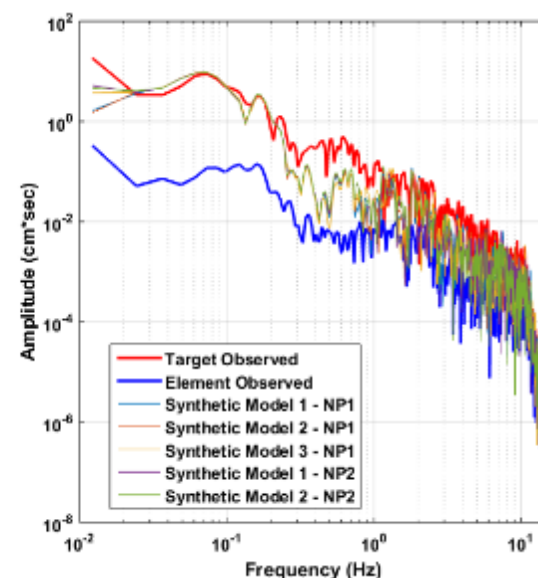
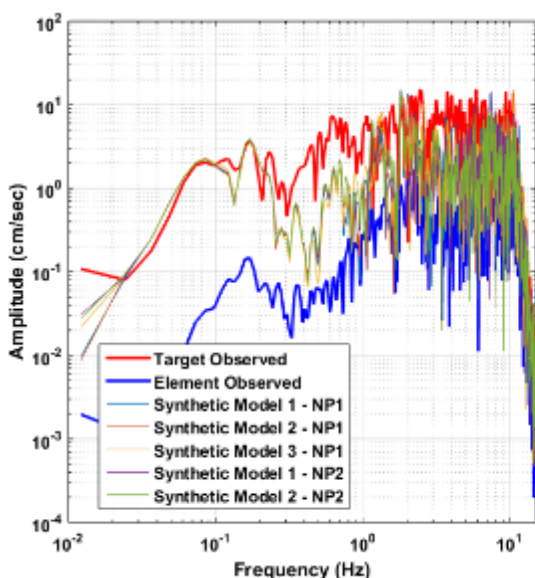
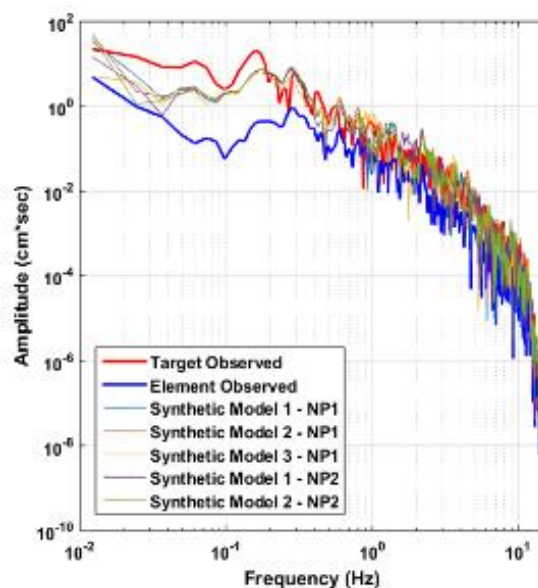
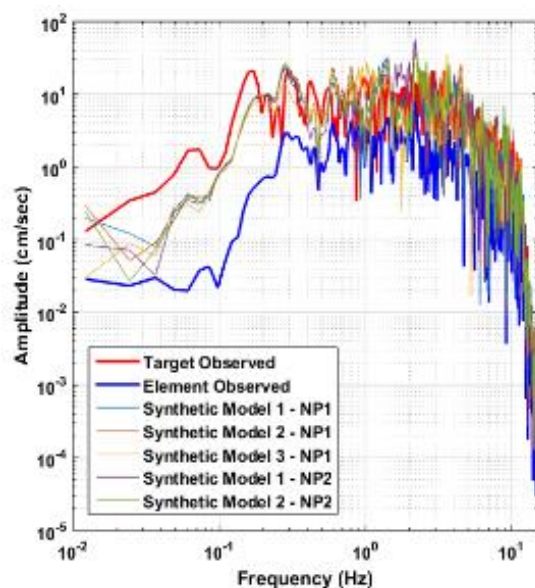


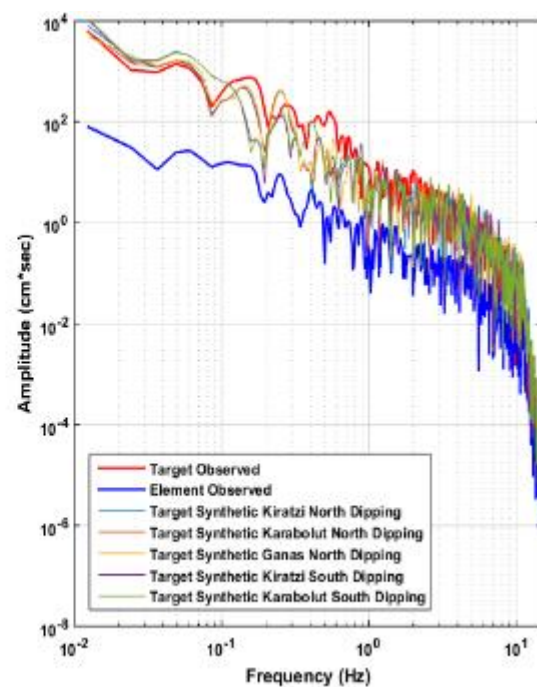
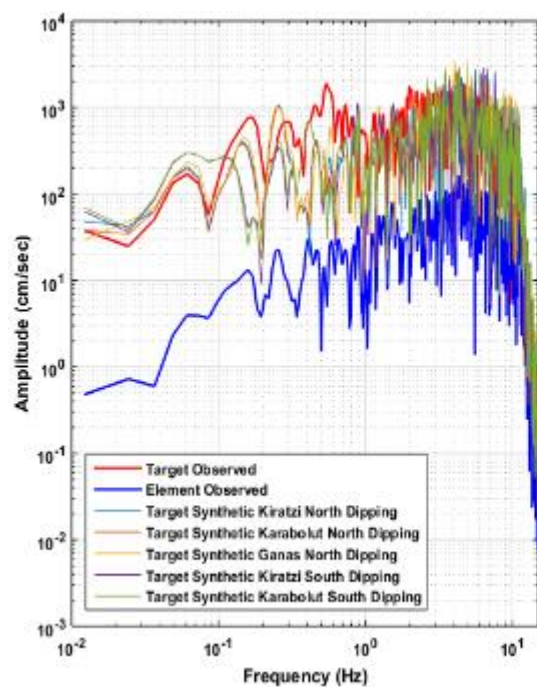
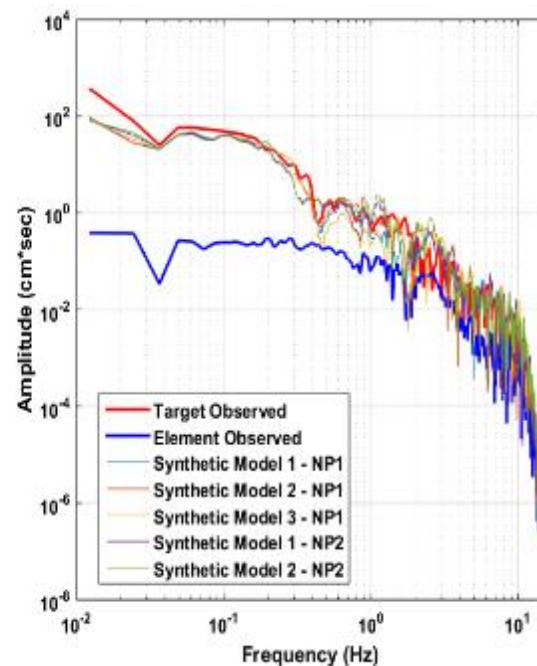
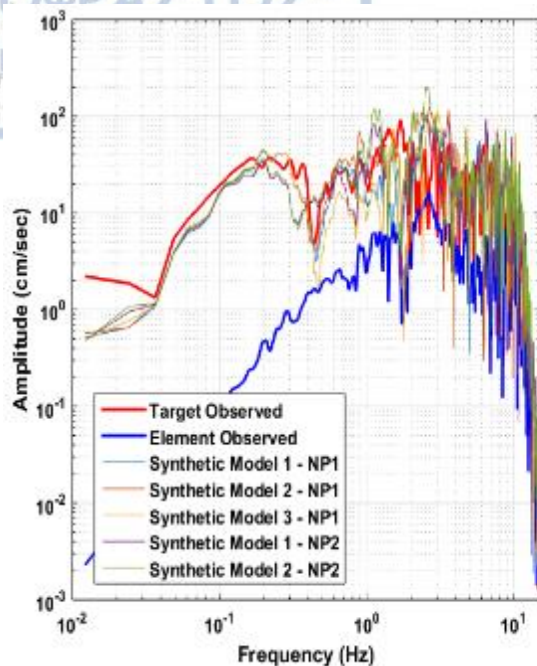


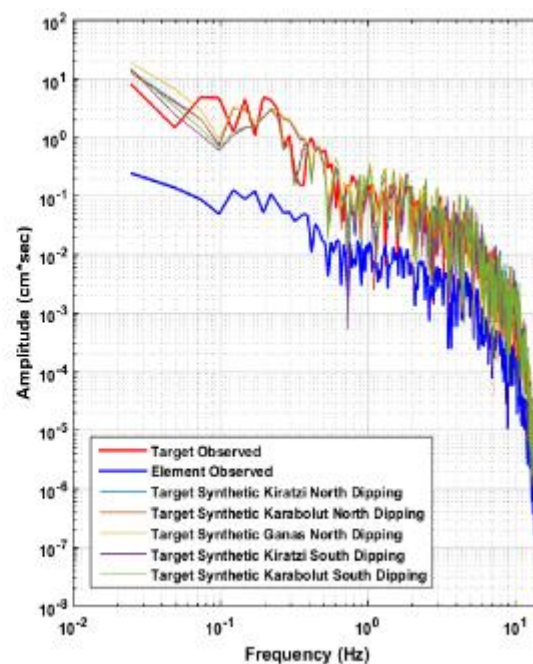
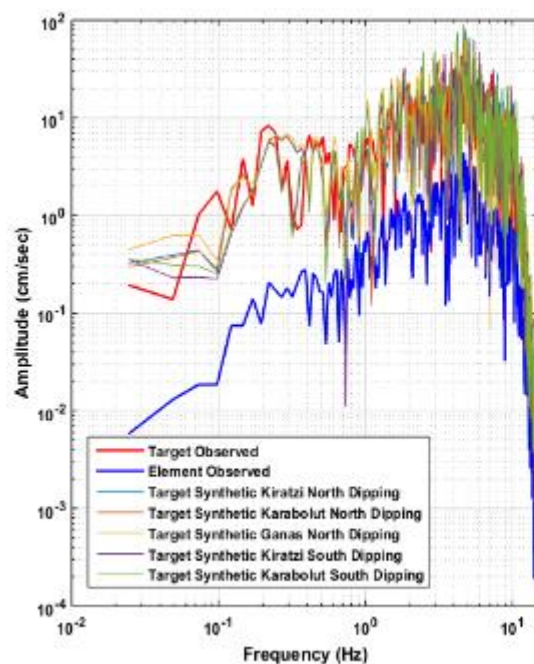
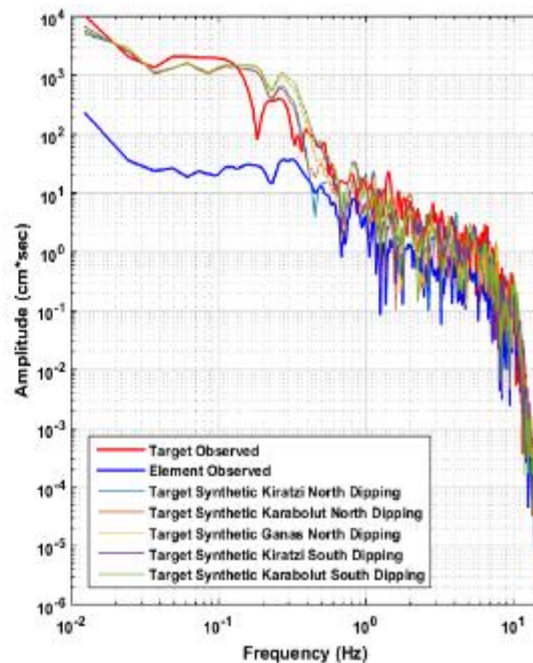
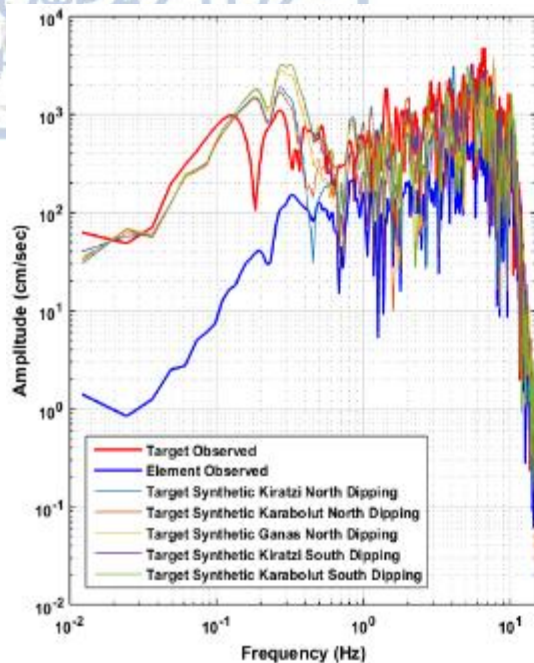


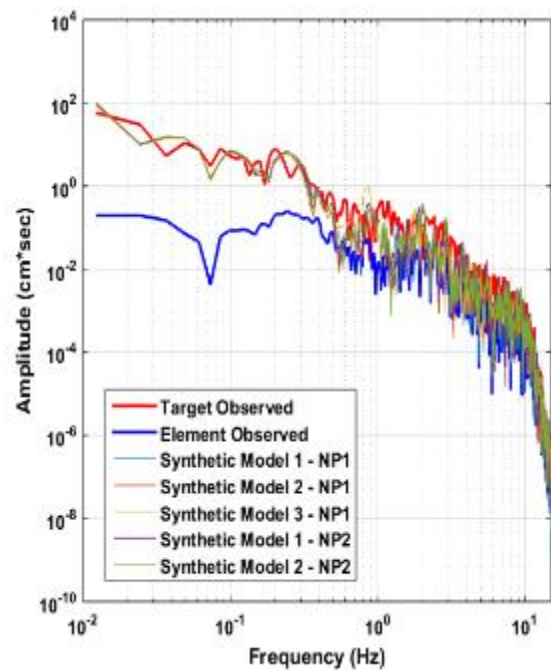
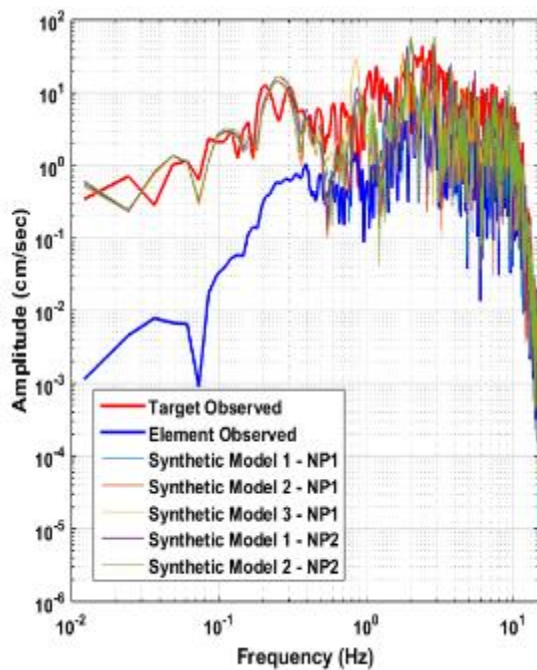
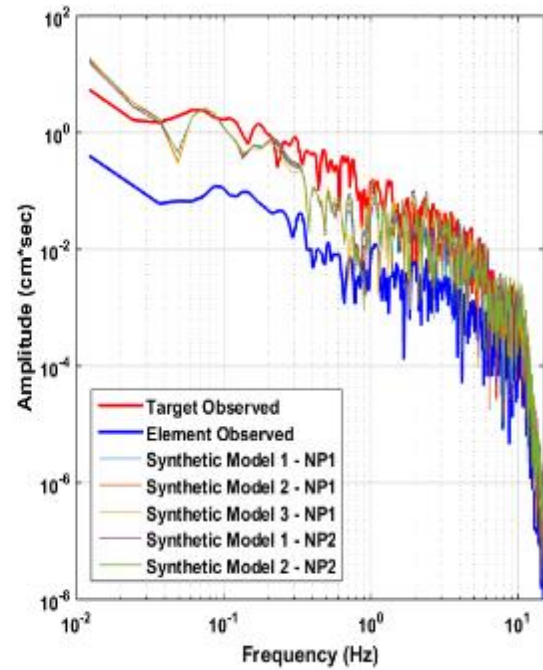
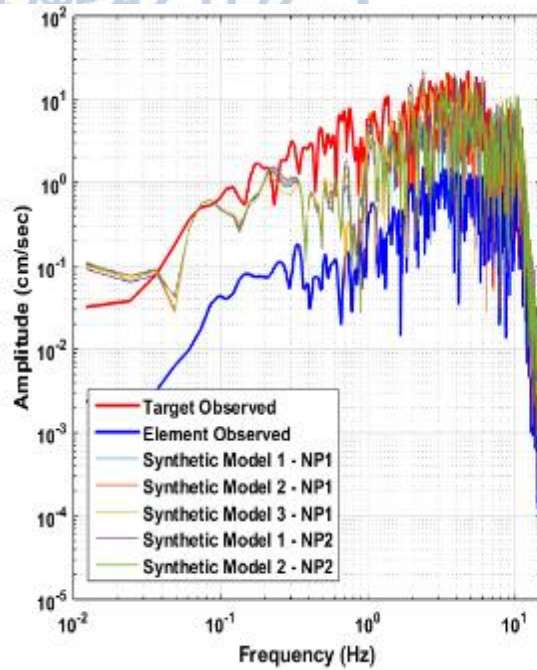


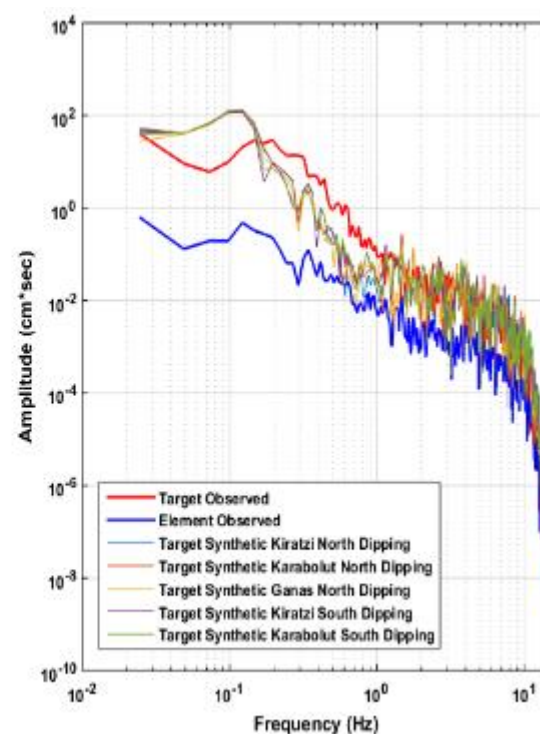
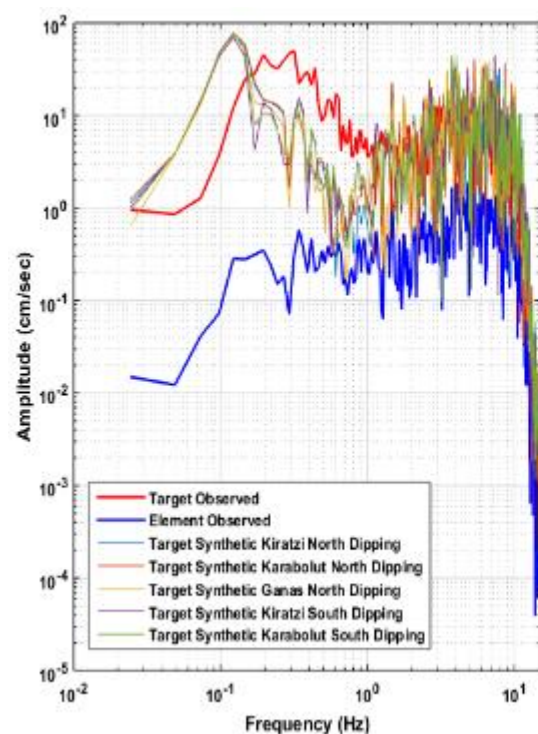
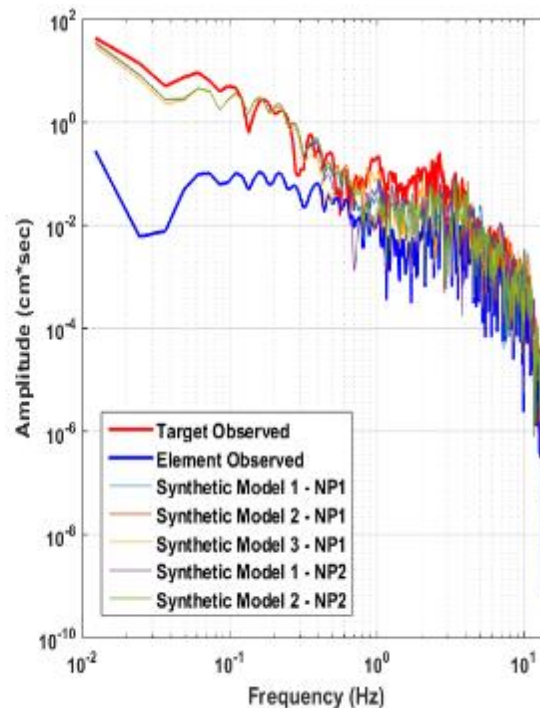
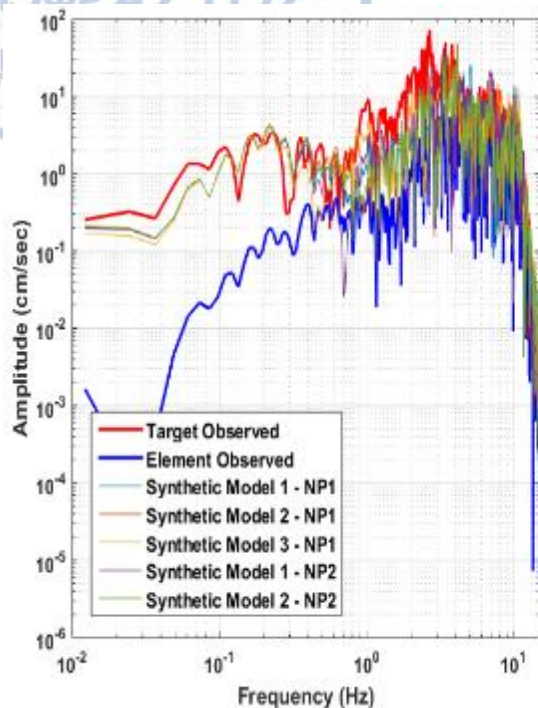
Σύγκριση των παρατηρούμενων και των συνθετικών φασμάτων Fourier της επιτάχυνσης και μετακίνησης για όλες τις προσομοιώσεις με EGF τον μετασεισμό με M5.3, με τα τρία μοντέλα ρήγματος, τις δύο οριζόντιες συνιστώσες και τις δύο κλίσεις του ρήγματος (σειρά σταθμών: Aydun, Bbrn, Bodrum, Datca, Gulluk, Klmn, Marmaris, Milas, Milas2, Nisir, Oren, σειρά φασμάτων: όλα τα φάσματα της συνιστώσας Βορράς-Νότος (έως σελ.144 πάνω) και έπειτα όλα τα φάσματα της συνιστώσας Ανατολή-Δύση).

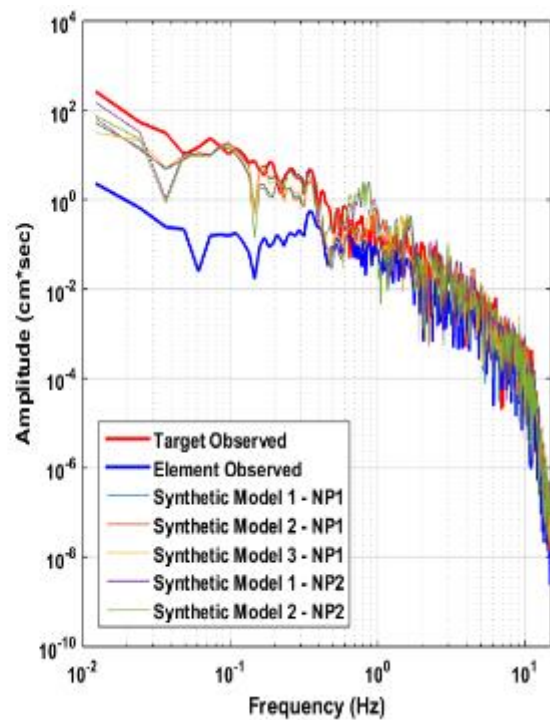
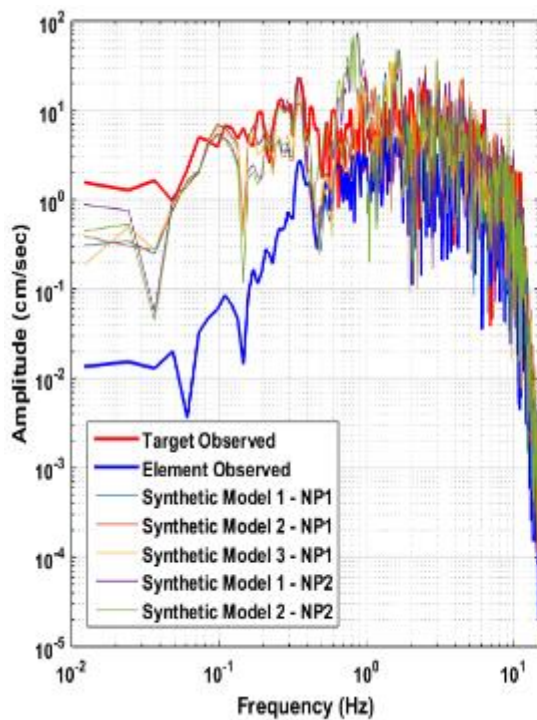
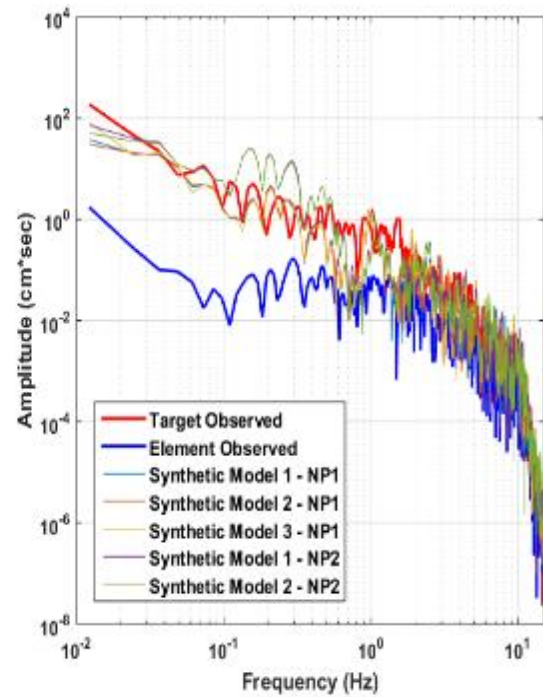
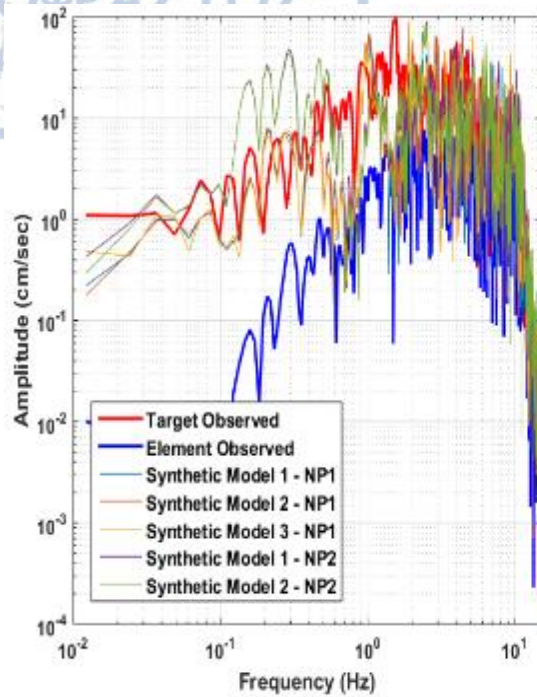


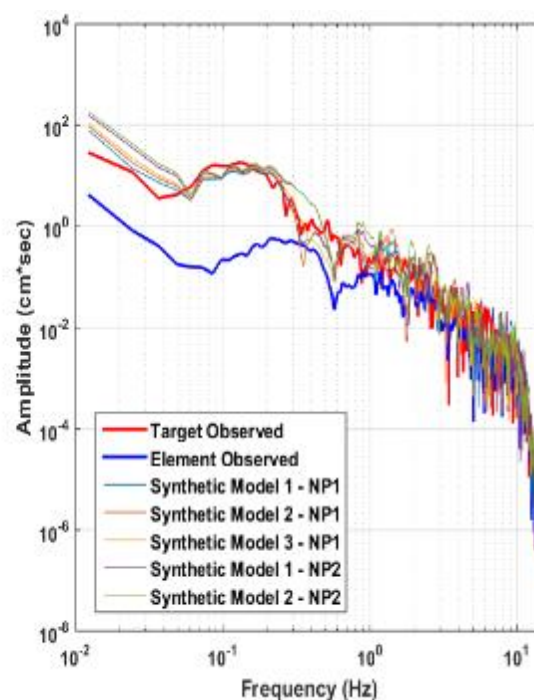
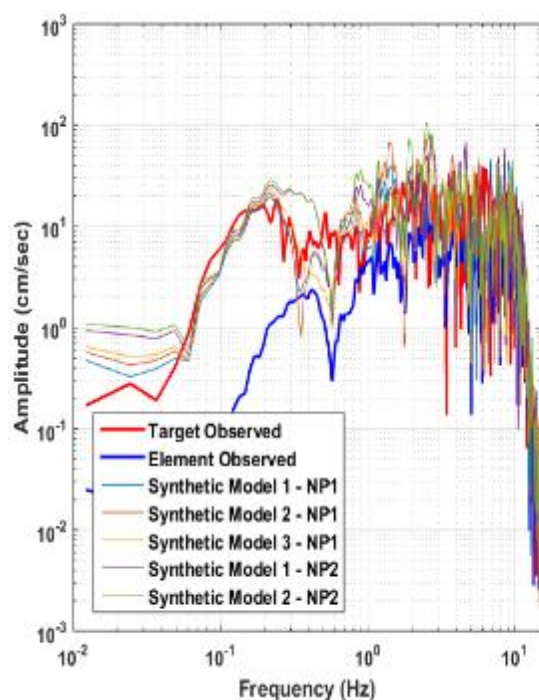
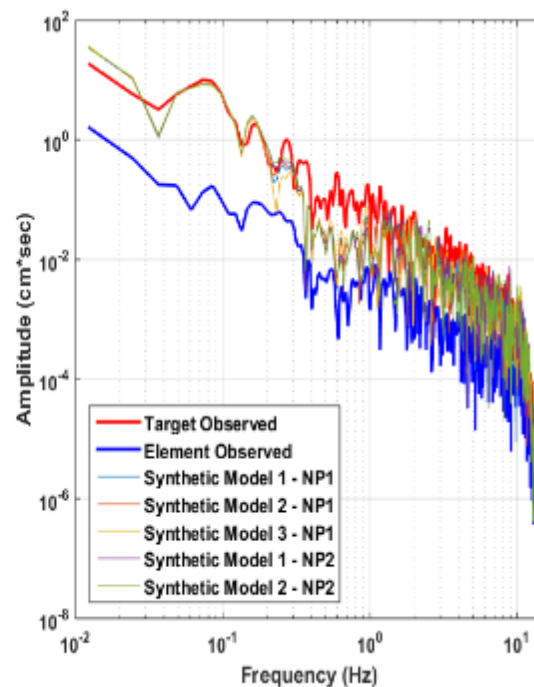
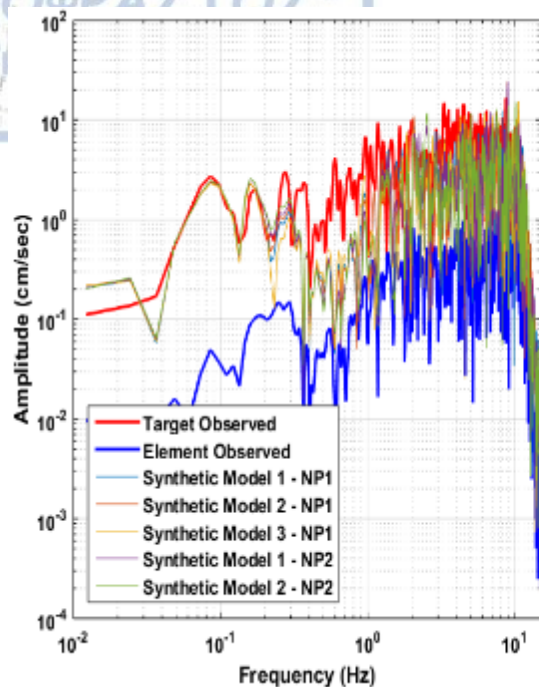


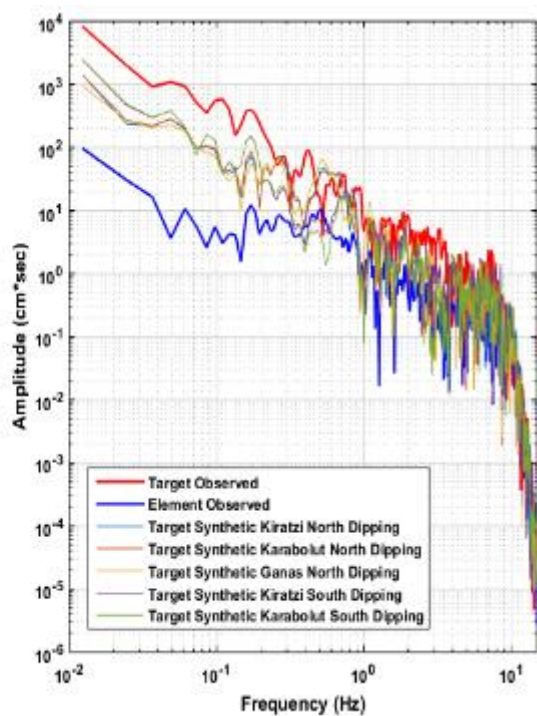
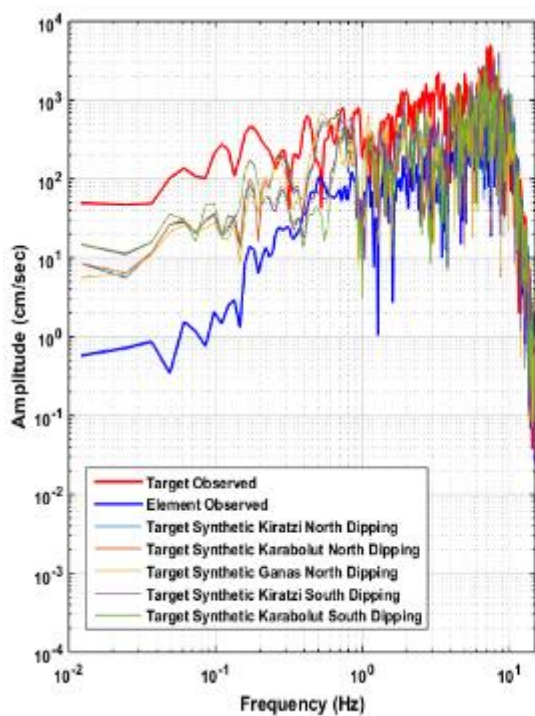
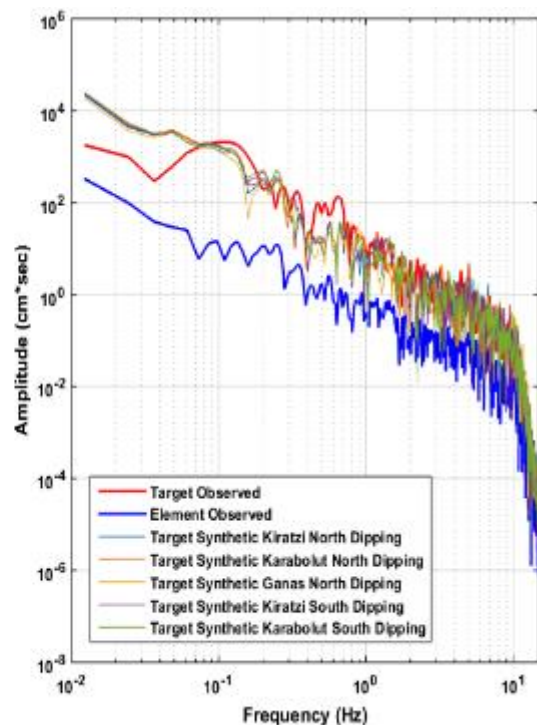
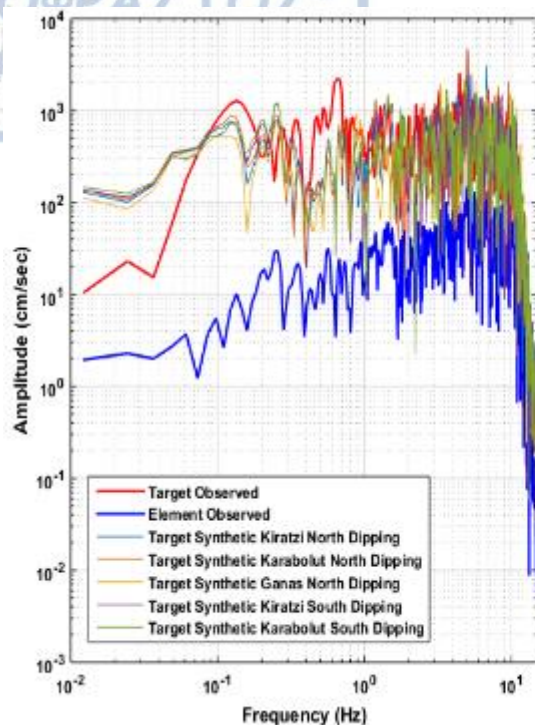


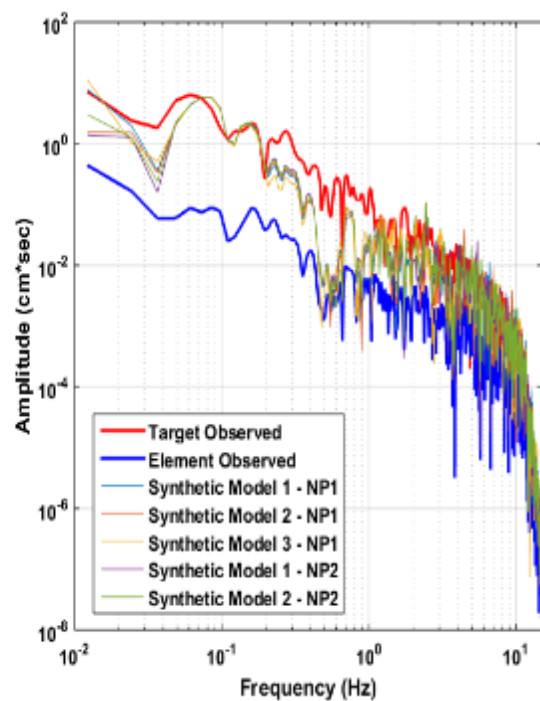
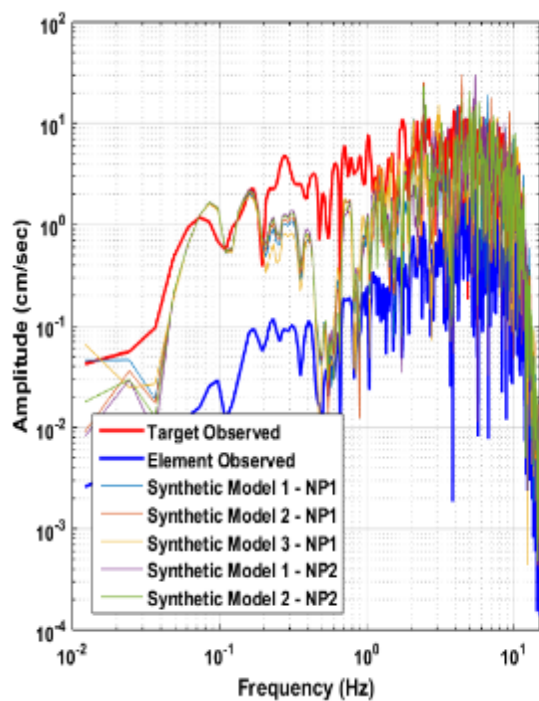
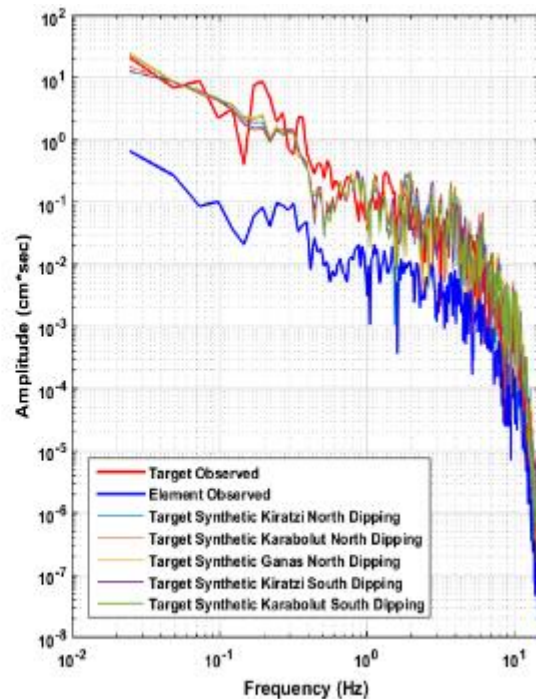
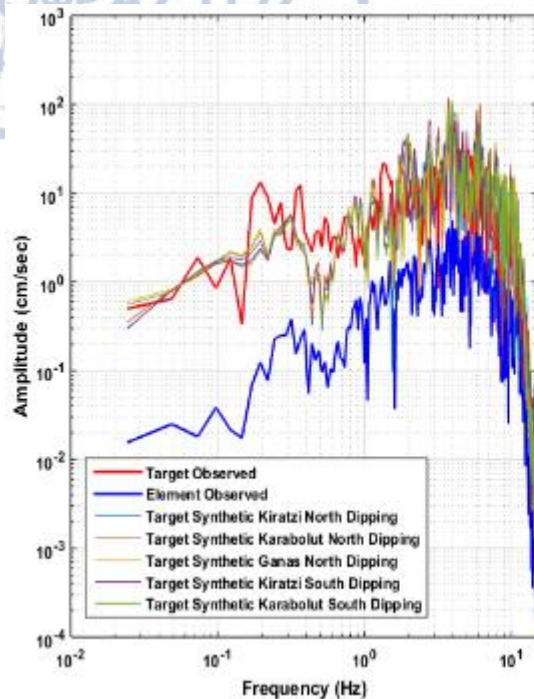


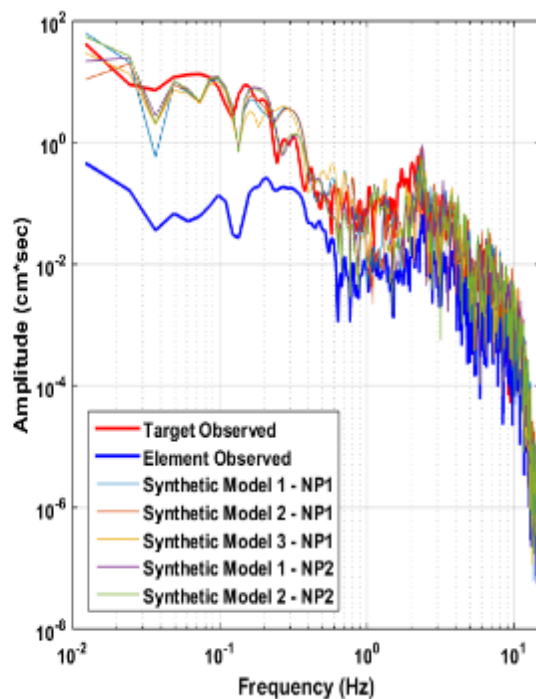
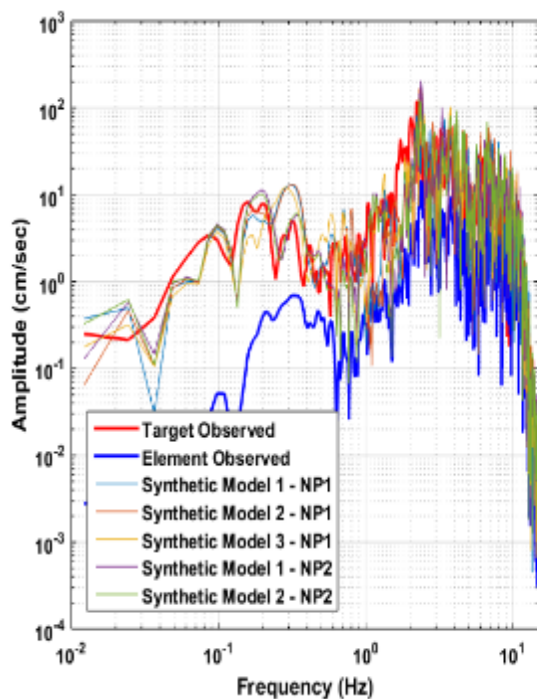
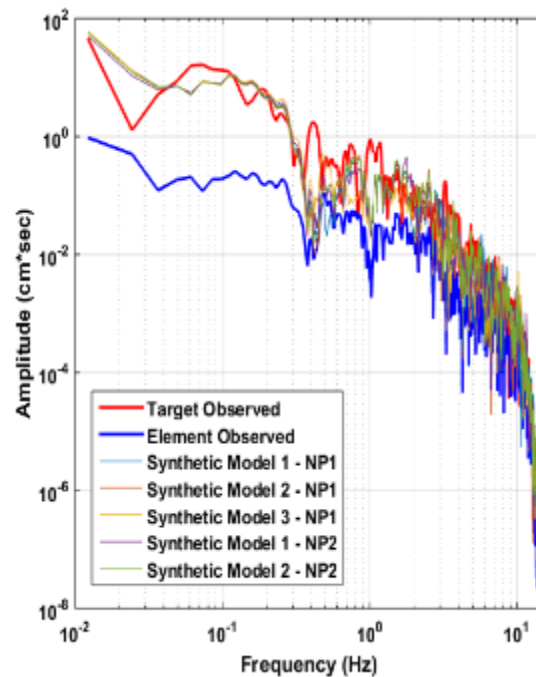
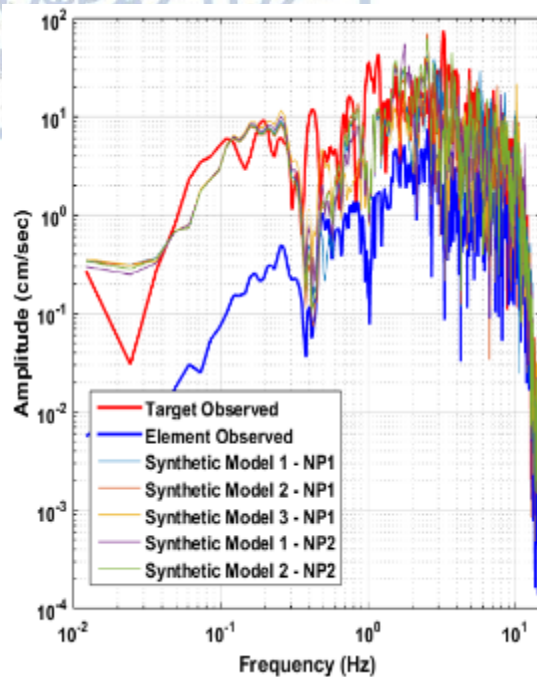


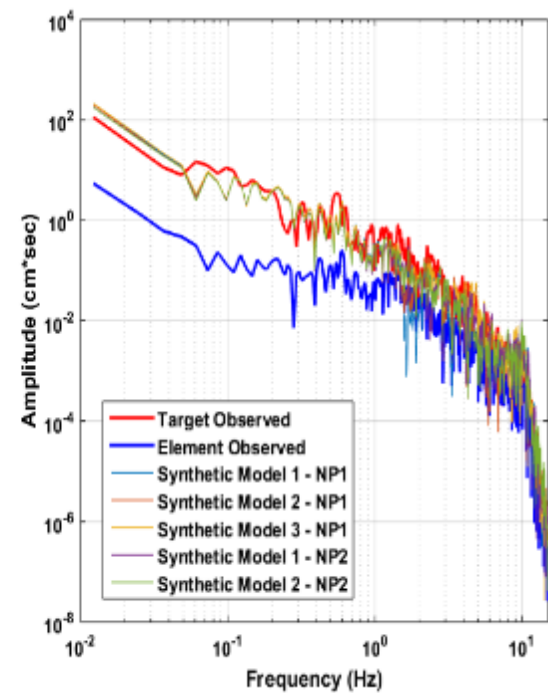
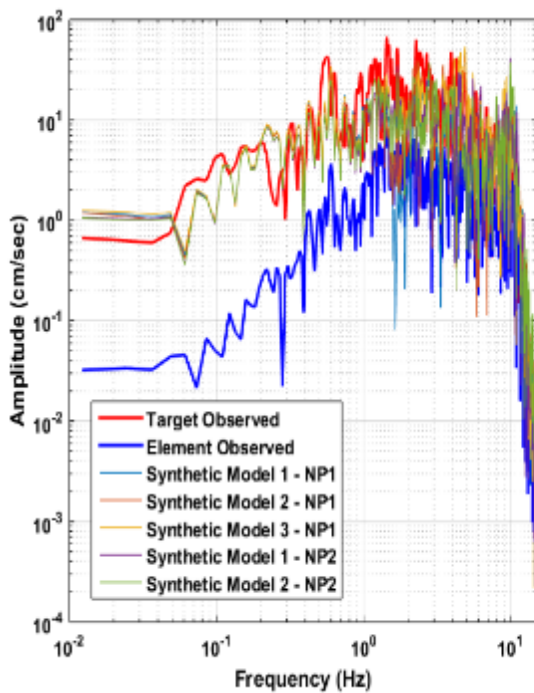
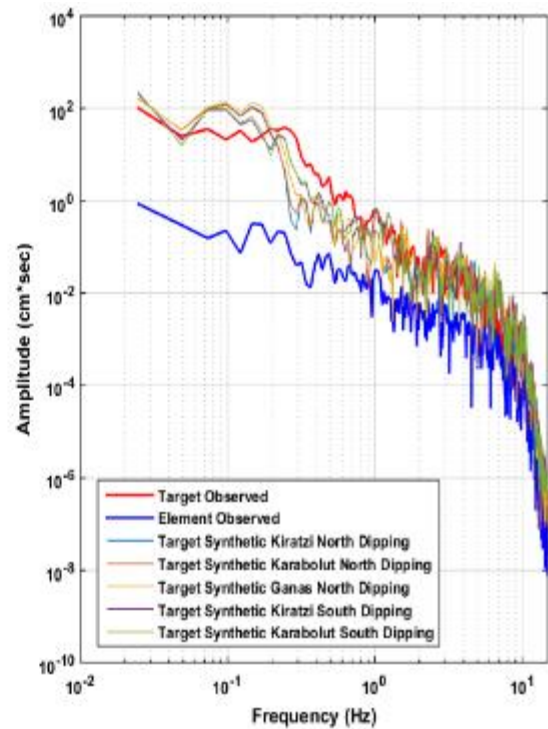
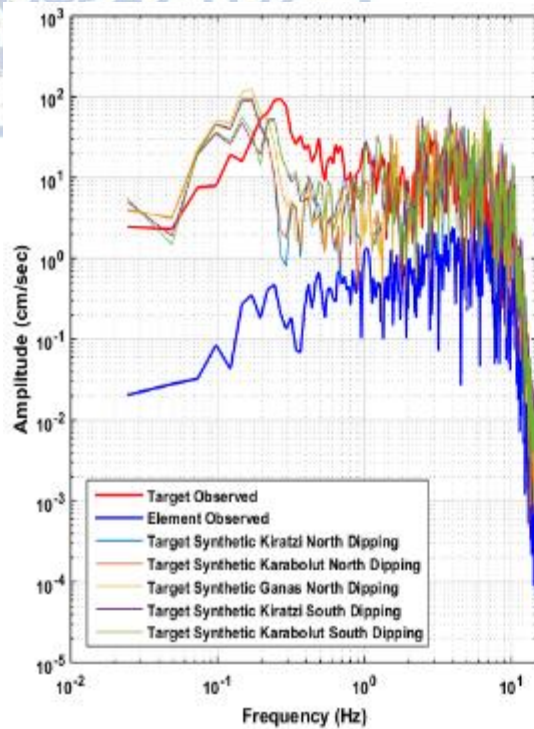












Σύγκριση των παρατηρούμενων και των συνθετικών χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης, ταχύτητας, μετακίνησης που προέκυψαν από την προσομοίωση στην πόλη της Κω, με EGF τον μετασεισμό με M5.3, με τα τρία μοντέλα ρήγματος, τις δύο οριζόντιες συνιστώσες και για κλίση του ρήγματος προς βορρά (σειρά μοντέλων: 1-NP1, 2-NP1, 3-NP1, σειρά σταθμών: Bodrum, Datca, Gulluk, Marmaris για καταγραφές Βορράς-Νότος ενώ σειρά μοντέλων: 1-NP1, 2-NP1, 3-NP1, σειρά σταθμών: Aydin, Bbrm, Bodrum για καταγραφές Ανατολή-Δύση).

