

Πιθανολογική και Αιτιοκρατική Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας στη Δ. Κρήτη με την Ολοκληρωμένη Χρήση Γεωλογικών, Σεισμολογικών και Σεισμοτεκτονικών Δεδομένων

Probabilistic and Deterministic Seismic Hazard Assessment of
W. Crete Based on an Integrated Approach of Geological,
Seismological and Seismotectonic Data

Χρήστος ΠΑΠΑΙΩΑΝΝΟΥ¹, Ζαφειρία ΡΟΥΜΕΛΙΩΤΗ², Κωνσταντίνος ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ³,
Δημοσθένης ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ⁴, Αδαμάντιος ΚΙΛΙΑΣ⁵, Αικατερίνη ΠΑΥΛΑΚΗ⁶, Δομένικος
ΒΑΜΒΑΚΑΡΗΣ⁷, Χριστόφορος ΜΠΕΝΕΤΑΤΟΣ⁸, Έφη ΘΩΜΑΙΔΟΥ⁹, Χαράλαμπος
ΦΑΣΟΥΛΑΣ¹⁰

ΠΕΡΙΛΗΨΗ: Λαμβάνοντας υπόψη τον πρόσφατο καθορισμό των κινηματικών-γεωμετρικών χαρακτηριστικών, τις παραμέτρους σεισμικότητας των ενεργών σεισμικών ρηγμάτων στη Δ. Κρήτη, τα ρήγματα ισχυρών σεισμών και τη σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή εκπονήθηκε ένα υβριδικό μοντέλο σεισμικών πηγών για την περιοχή μελέτης. Το μοντέλο αυτό σε συνδυασμό με εμπειρικές σχέσεις εκτίμησης των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης, χρησιμοποιήθηκε για την πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με εφαρμογή του κώδικα FRISK88M μετά από κατάλληλη τροποποίηση, ώστε να λαμβάνει υπόψη τη διαφορετική απόσβεση των σεισμικών κυμάτων των επιφανειακών και ενδιάμεσου βάθους σεισμών. Με βάση την απο-άθροιση των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας για πιθανότητα υπέρβασης 10% στα 50 έτη, καθορίστηκαν οι σεισμοί σχεδιασμού για επιλεγμένες θέσεις της Δυτικής Κρήτης. Για κάθε θέση έγινε διερεύνηση της επίδρασης διαφόρων παραμέτρων της διάρρηξης κάθε επιφανειακού ρήγματος με βάση τη μεθοδολογία των Beresnev και Atkinson (1997). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων για τις φασματικές τιμές μεταξύ της πιθανολογικής και αιτιοκρατικής μεθοδολογίας έδειξε ότι τα αποτελέσματα είναι σε καλή συμφωνία.

ABSTRACT: In the present study the seismic hazard assessment for the W. Crete island was carried out, using a hybrid model of seismic sources consisting of: (a) inland faults of the small magnitude earthquakes recently defined following a detailed field work, (b) faults of the large earthquakes off the island and (c) area type seismic sources for the background

¹ Κύριος Ερευνητής, ΙΤΣΑΚ, ΤΘ 53 Φοίνικας, Θεσσαλονίκη 55102, email: chpapai@itsak.gr

² Δρ. Σεισμολόγος, Εργ. Γεωφυσικής, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 54124, email: zroum@geo.auth.gr

³ Αν. Καθηγητής ΑΠΘ, Εργ. Γεωφυσικής, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 54124, email: kpapaza@geo.auth.gr

⁴ Καθηγητής ΑΠΘ, Εργ. Γεωλογίας, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 54124, email: dmountra@geo.auth.gr

⁵ Καθηγητής ΑΠΘ, Εργ. Γεωλογίας, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 54124, email: kilias@geo.auth.gr

⁶ Γεωλόγος, Δρ. Πολ. Μηχ. Μελετητής Δημοσίων Έργων, Τζανακάκη 56, Χανιά 73134, email: catrpaul@otenet.gr

⁷ Σεισμολόγος MSc, Εργ. Γεωφυσικής, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 54124, email: dom@geo.auth.gr

⁸ Δρ. Σεισμολόγος, Εργ. Γεωφυσικής, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 54124, email: chmpenet@geo.auth.gr

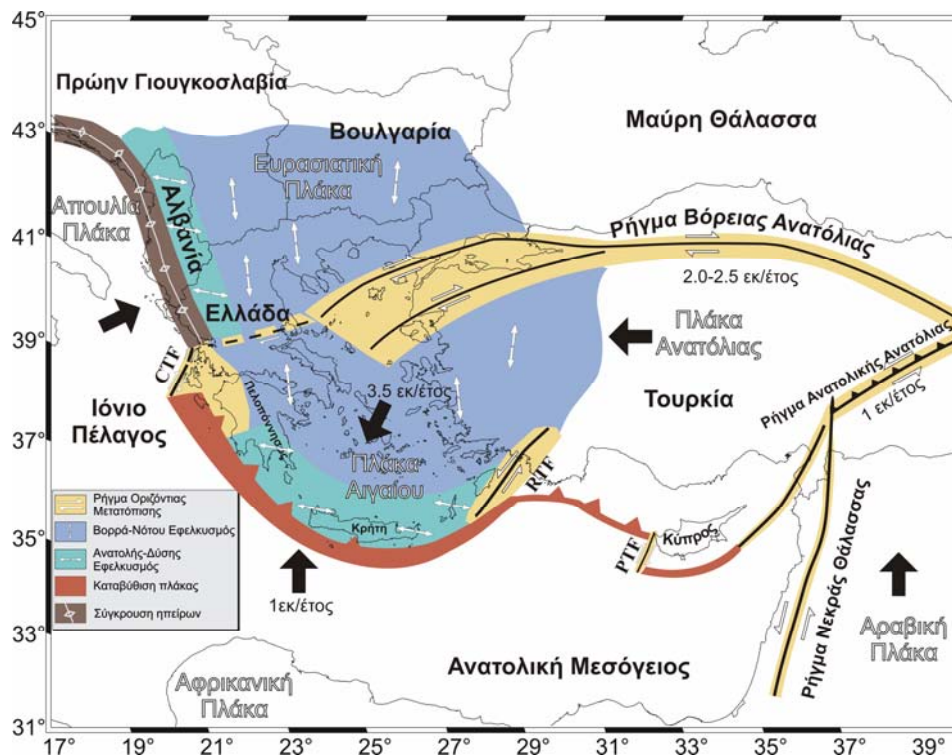
⁹ MSc Γεωλόγος, Εργ. Γεωλογίας, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 54124, email: efithom@geo.auth.gr

¹⁰ Έφορος Γεωλογίας, Μουσείο Φυσικής Ιστορίας, Ηράκλειο 71409 email: fassoulas@nhmc.uoc.gr

seismicity. The calculations for the probabilistic seismic hazard assessment were performed using a modified version of the code FRISK88M, in order to take into account the differences in the attenuation of the shallow and intermediate depth earthquakes of the broader area. The deaggregation of the results for mean return period $T_M=475$ yrs were used for the proposal of the design earthquakes for selected sites. The deterministic hazard was performed using the methodology of the Beresnev and Atkinson (1997) considering the contribution of various rupture parameters. The comparison of the results in terms of spectral values between the probabilistic and the deterministic seismic hazard found in good agreement.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

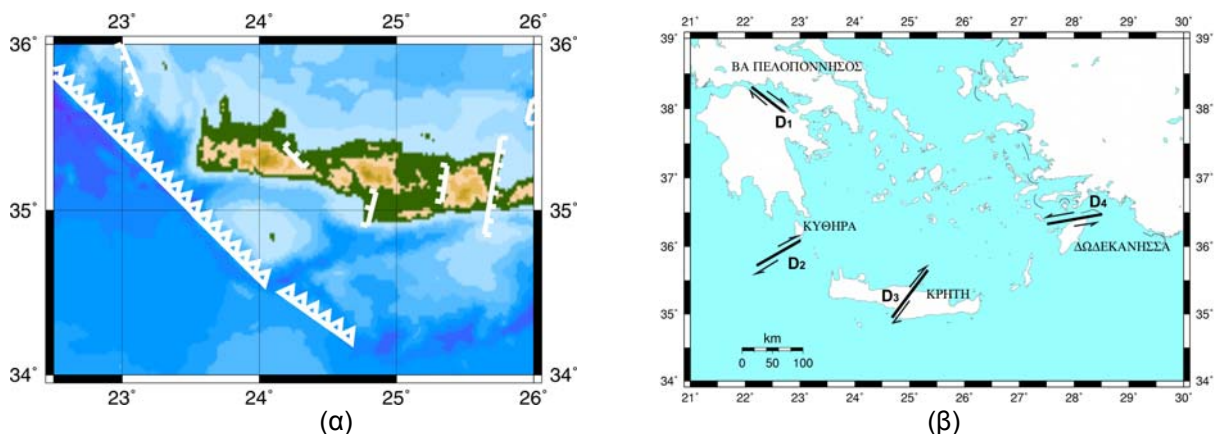
Η περιοχή της δυτικής Κρήτης αποτελεί τμήμα του Ελληνικού Τόξου (Σχήμα 1) και είναι μια από τις πιο ενεργές σεισμοτεκτονικά περιοχές της δυτικής Ευρασίας, με μεγέθη έως $M=8.3$ (Parazachos, 1990). Η έντονη ενεργός παραμόρφωση του χώρου αυτού είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού της κατάδυσης του ανατολικού τμήματος της λιθόσφαιρας της Μεσογείου κάτω από αυτή του χώρου του Αιγαίου (Parazachos and Delibasis, 1969; Parazachos and Comninakis, 1970) καθώς της προς τα νοτιοδυτικά κίνησης της λιθοσφαιρικής πλάκας του Αιγαίου, ως αποτέλεσμα της προς τα δυτικά κίνησης της Ανατόλιας κατά μήκος της τάφρου του βορείου Αιγαίου. Αυτή η κατάδυση της λιθοσφαιρικής πλάκας της Μεσογείου κάτω από αυτή του Αιγαίου, όπως αποκαλύπτεται από τη ζώνη Benioff των σεισμών ενδιάμεσου βάθους (π.χ. Parazachos et al., 2000) και τομογραφικά



Σχήμα 1. Γενικό γεωδυναμικό και τεκτονικό μοντέλο του ευρύτερου Ελληνικού χώρου (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

(πχ. Spakman, 1988, Papazachos and Nolet, 1997) έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη ισχυρών συμπίεστικών τάσεων κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου. Αυτή είναι η κύρια αιτία που παρατηρούνται ανάστροφα ρήγματα σε όλο το μήκος του Τόξου του Αιγαίου (Σχήμα 2α), τα οποία έχουν πολύ σταθερή διεύθυνση σε όλο το μήκος του τόξου και μικρή γωνία κλίσης (~10°) ενώ γενικά παρατηρούνται σε βάθη μέχρι περίπου 40-50km. Οι σεισμοί αυτοί έχουν μεγέθη έως και μεγαλύτερα από $M=8.0$, όπως ο γνωστός σεισμός του 365 μ.Χ, ο οποίος είναι ο μεγαλύτερος γνωστός σεισμός της Μεσογείου με εκτιμώμενο μέγεθος $M=8.3$ (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει μια ζώνη κανονικών ρηγμάτων που αναπτύσσεται κατά μήκος του εσωτερικού τμήματος του Ελληνικού Τόξου με ρήγματα διεύθυνσης περίπου Β-Ν. Η ζώνη αυτή έχει μεγάλη σημασία για την περιοχή που εξετάζουμε γιατί διέρχεται από την δυτική Κρήτη (Σχήμα 2α). Μια άλλη μεγάλη κατηγορία ρηγμάτων που άμεσα επηρεάζουν την υπό μελέτη περιοχή είναι αυτά που βρίσκονται πάνω στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα και οδηγούν στη γένεση σεισμών ενδιάμεσου βάθους, οι οποίοι έχουν κατά τους αρχαίους και ιστορικούς χρόνους καταστρεπτικά αποτελέσματα, τόσο στην Κρήτη, όσο και σε ολόκληρη την νοτιοανατολική Μεσόγειο (Σχήμα 2β). Στο σχήμα 2 παρουσιάζονται τα κυριότερα επιφανειακά ανάστροφα και κανονικά ρήγματα τα οποία θεωρούνταν ότι επηρεάζουν την ευρύτερη περιοχή της δυτικής Κρήτης πριν την παρούσα μελέτη, καθώς και τα αντίστοιχα κύρια ρήγματα σεισμών ενδιάμεσου βάθους του Ν. Αιγαίου (Papazachos and Papazachou, 1997, Παπαζάχος και συν., 2001).



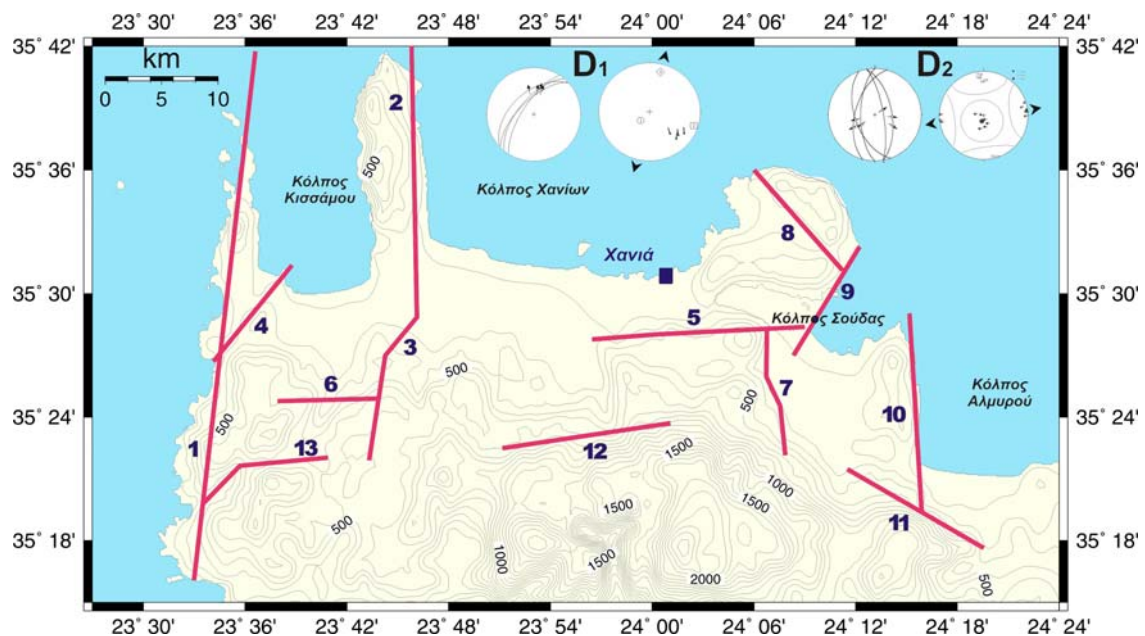
Σχήμα 2. α) Κύρια επιφανειακά ρήγματα επιφανειακών σεισμών που επηρεάζουν τη δυτική Κρήτη Παπαζάχος και συν., 2001) και, β) κύρια ρήγματα σεισμών ενδιάμεσου βάθους του Ν. Αιγαίου (Papazachos and Papazachou, 1997).

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΤΟΠΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΑΣΕΩΝ ΣΤΗ Δ. ΚΡΗΤΗ

Η γεωλογία της Κρήτης χαρακτηρίζεται από ένα πολύπλοκο οικοδόμημα τεκτονικών καλυμμάτων, που συσσωρεύτηκαν διαδοχικά το ένα πάνω στο άλλο κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης και κατά το χρονικό διάστημα από το Ιουρασικό μέχρι το Κάτω Μειόκαινο. Έντονο συμπίεστικό καθεστώς χαρακτηρίζει την πορεία εξέλιξης της συσσώρευσης των τεκτονικών καλυμμάτων, η τελική τοποθέτηση των οποίων έγινε πάνω σ' ένα σύστημα γεωλογικών σχηματισμών, που υπέστησαν κατά τη διάρκεια του Άνω

Ολιγοκαίνου - Κάτω Μειοκαίνου μεταμόρφωση υψηλής πίεσης, αποτέλεσμα της υποβύθισης τους σ' ένα βάθος μεγαλύτερο των 30 km (Creutzburg & Seidel 1975, Bonneau 1976, Seidel et al. 1982). Το συμπιεστικό αυτό καθεστώς άλλαξε στο Κάτω Μειόκαινο και από το Μέσο Μειόκαινο και μετά χαρακτηρίζεται από μια αρχική περίπου B-N υπο-οριζόντια έκταση και σύγχρονη λέπτυνση του φλοιού (Kiliias et al 1999, Fassoulas et al. 1994, Jolivet et al 1996). Όμως, ο εφελκυσμός εμφανίζεται τροποποιημένος για τα νεότερα, σύγχρονα νεοτεκτονικά ρήγματα της Κρήτης, τα οποία χαρακτηρίζονται από τη δικιά τους κινηματική και δυναμική, άμεσα συνδεδεμένα με το καθεστώς της ενεργούς υποβύθισης της Αφρικής κάτω από την πλάκα του Αιγαίου.

Για τη μελέτη του πεδίου τάσεων και των κύριων ενεργών ρηγμάτων στο ηπειρωτικό τμήμα της Κρήτης, πραγματοποιήθηκαν εκτεταμένες εργασίες πεδίου στην περιοχή της Δυτικής Κρήτης, για τη λεπτομερή αποτύπωση της γεωλογίας της περιοχής και τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής της περιοχής. Η μελέτη ανέδειξε την ύπαρξη 13 μεγάλων κανονικών ρηγμάτων, μεγάλης γωνίας κλίσης, τα οποία δραστηριοποιούνται ανάλογα από το Μέσο-Άνω Μειόκαινο μέχρι σήμερα. Τα ρήγματα αυτά παρουσιάζονται απλοποιημένα στο σχήμα 3 και είναι: 1. Ρ. Δυτικής Κρήτης, 2. Ρ. Μαλάθουρου-Ροδοπού, 3. Ρ. Κεράς-Καρθιακών, 4. Ρ. Πλατάνου, 5. Ρ. Μαλάξας-Κόλπου Σούδας, 6. Ρ. Τοπολίων, 7. Ρ. Ζαχαριάς-Πεμονίων, 8. Ρ. Ακρωτηρίου, 9. Ρ. Μάραθου-Άπτερα, 10. Ρ. Δρεπανοκεφάλας-Γεωργιούπολης, 11. Ρ. Αργυρούπολης-Κουρνά-Χαμπαθά, 12. Ρ. Ζούρβα, 13. Ξηροποτάμου-Έλους-Μύλων. Κινηματική ανάλυση, στρωματογραφικά κριτήρια και κριτήρια αλληλοεπίδρασης μεταξύ των γραμμών ολίσθησης πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες, αλλά και των ίδιων των ρηγμάτων μεταξύ τους, έδειξαν ότι τα ρήγματα αυτά εντάσσονται στα πλαίσια δράσης δύο κύριων εφελκυστικών τεκτονικών γεγονότων (D_1 & D_2 , βλέπε σχήμα 3).



Σχήμα 3. Απλοποιημένη παρουσίαση των κύριων νεοτεκτονικών ρηγμάτων της Δυτικής Κρήτης τα οποία εντοπίστηκαν από την νεοτεκτονική έρευνα υπαίθρου. Στα ένθετα σχήματα παρουσιάζεται το πεδίο τάσεων των δύο κύριων τεκτονικών γεγονότων που εντοπίστηκαν από την έρευνα (Παλαιότερο- D_1 , Νεώτερο- D_2), καθώς και οι παρατηρούμενες ολισθήσεις σε επιλεγμένες ομάδες ρηγμάτων από κάθε τεκτονικό γεγονός.

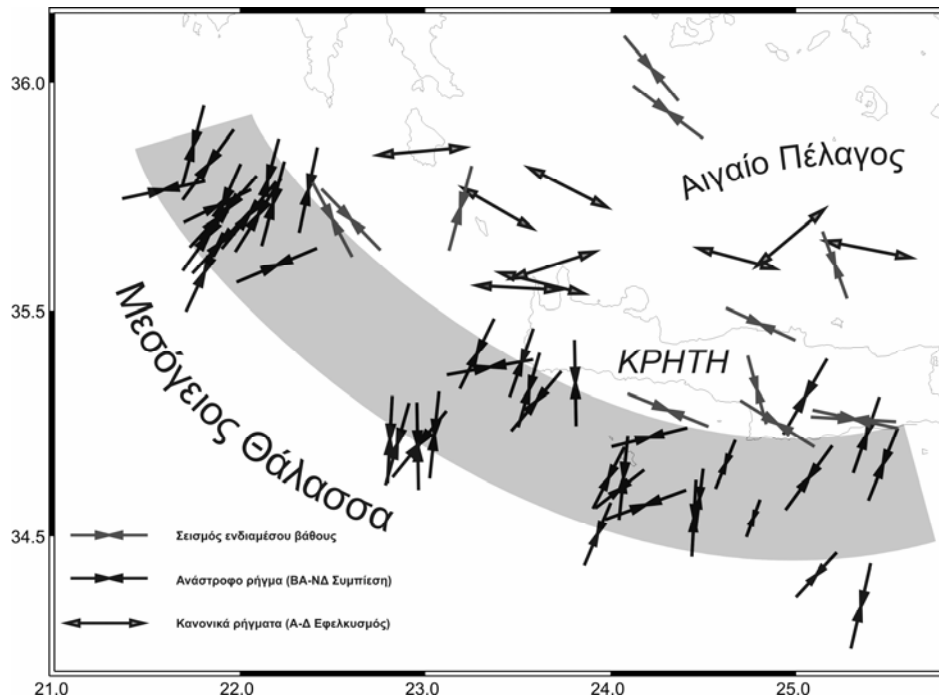
Το πρώτο και παλαιότερο τεκτονικό γεγονός, D_1 , έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Μέσου/Άνω Μειοκαίνου έως το Άνω Πλειόκαινο, καθώς αναγνωρίζεται μέσα στα Μειοκαινικά και Πλειοκαινικά ιζήματα των λεκανών της Δυτικής Κρήτης, όχι όμως σε νεότερα Τεταρτογενή ιζήματα. Με το D_1 γεγονός συνδέονται τα μεγάλα κανονικά ρήγματα της Δ. Κρήτης με Α-Δ ανάπτυξη και μικρές αποκλίσεις προς τα ΑΒΑ-ΔΝΔ έως ΑΝΑ-ΔΒΔ. Τα ρήγματα αυτά εμφανίζονται με κύρια βύθιση προς τα βόρεια και μεγάλη γωνία κλίσης. Κινηματική ανάλυση των κυρίαρχων αυτών ρηξιγενών δομών της Δ. Κρήτης έδειξε ότι πρόκειται για κανονικά ρήγματα με σημαντική την κατακόρυφη συνιστώσα κίνησης προς τα κάτω. Μετρήθηκαν έτσι, γραμμώσεις ολίσθησης με διεύθυνση βύθισης με μεγάλη γωνία κλίσης προς τα ΒΒΑ έως ΒΒΔ συνδεδεμένες με μια στροφή της κίνησης προς τα αριστερά από τα ΒΒΑ προς ΒΒΔ, η οποία αποτελεί και τη σχετικά νεότερη κίνηση.

Το δεύτερο τεκτονικό γεγονός, D_2 , έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Άνω Πλειοκαίνου και μετά κατά το Τεταρτογενές, καθώς αναγνωρίζεται στα Πλειοκαινικά ιζήματα. Τα ρήγματα, που συνδέονται με το D_2 αυτό γεγονός επηρεάζουν τα προηγούμενα D_1 -ρήγματα ή κόβουν τον κατακλαστίτη που αναπτύσσεται μέσα στα D_1 ρήγματα. Επιπλέον πολλές φορές η δράση των D_2 ρηγμάτων εντοπίστηκε και μέσα σε πρόσφατες τεταρτογενείς αποθέσεις. Με το D_2 -γεγονός συνδέονται αρχικά μεγάλα ρήγματα με κυρίαρχη Β-Ν παράταξη με απόκλιση προς τα ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ και κυρίαρχη διεύθυνση βύθισης προς τα Δυτικά. Πρόκειται για ρήγματα κανονικά με σημαντική την κατακόρυφη συνιστώσα κίνησης προς τα κάτω και βύθιση των γραμμώσεων ολίσθησης πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες προς τα Βόρεια ή Νότια με μεγάλη γωνία pitch (περίπου 75-85°).

Στενά συνδεδεμένα με την D_2 κινηματική βρίσκονται ρήγματα με κύρια ΒΑ-ΝΔ αλλά και δευτερευόντως με ΒΔ-ΝΑ παράταξη. Πρόκειται για κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα με σημαντική αριστερόστροφη ή δεξιόστροφη οριζόντια συνιστώσα κίνησης. Ορισμένα από τα ρήγματα αυτά και κυρίως αυτά με ΒΑ-ΝΔ παράταξη φαίνεται να σχηματίζουν μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες μεταφοράς μεταξύ τμημάτων των μεγάλων ρηγμάτων με Β-Ν ανάπτυξη. Επιπλέον πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες αυτών των πλαγιο-κανονικών ρηγμάτων των συμβατών με την D_2 κινηματική και δυναμική αναγνωρίζονται παλιότερες D_1 γραμμώσεις, γεγονός που δείχνει την επαναδραστηριοποίηση ορισμένων εξ αυτών κατά την D_2 τεκτονική. Η D_2 κινηματική αποτυπώνεται συχνά και στα παλιότερα Α-Δ διεύθυνσης D_1 – ρήγματα με την επαναλειτούργα τους ως αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Το γεγονός αυτό αναγνωρίζεται από την ύπαρξη περίπου οριζόντιων γραμμώσεων ολίσθησης πάνω στη ρηξιγενή επιφάνεια που καλύπτουν τις παλαιότερες κατακόρυφες D_1 – γραμμώσεις ολίσθησης.

Για την επιβεβαίωση των παραπάνω αποτελεσμάτων της νεοτεκτονικής μελέτης και της σχέσης που έχουν με την ενεργό τεκτονική, αναλύθηκε το σύνολο των μηχανισμών γένεσης επιφανειακών σεισμών που ήταν διαθέσιμοι για την ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης. Στο σχήμα 4 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των κύριων οριζόντιων αξόνων τάσης που αφορούν μηχανισμούς γένεσης ισχυρών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή έρευνας. Είναι εμφανής η διαφοροποίηση των κυρίων αξόνων, ανάλογα με τον τύπο των ενεργών ρηγμάτων που παρουσιάζονται στο σχήμα 2, σε τρεις κύριες ομάδες: α) ΒΑ-ΝΔ συμπίεση η οποία είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία των ΒΔ-ΝΑ επιφανειακών ανάστροφων ρηγμάτων του Ελληνικού τόξου (γκρι ζώνη), β) εφελκυσμός με διεύθυνση ~Α-Δ ο οποίος είναι

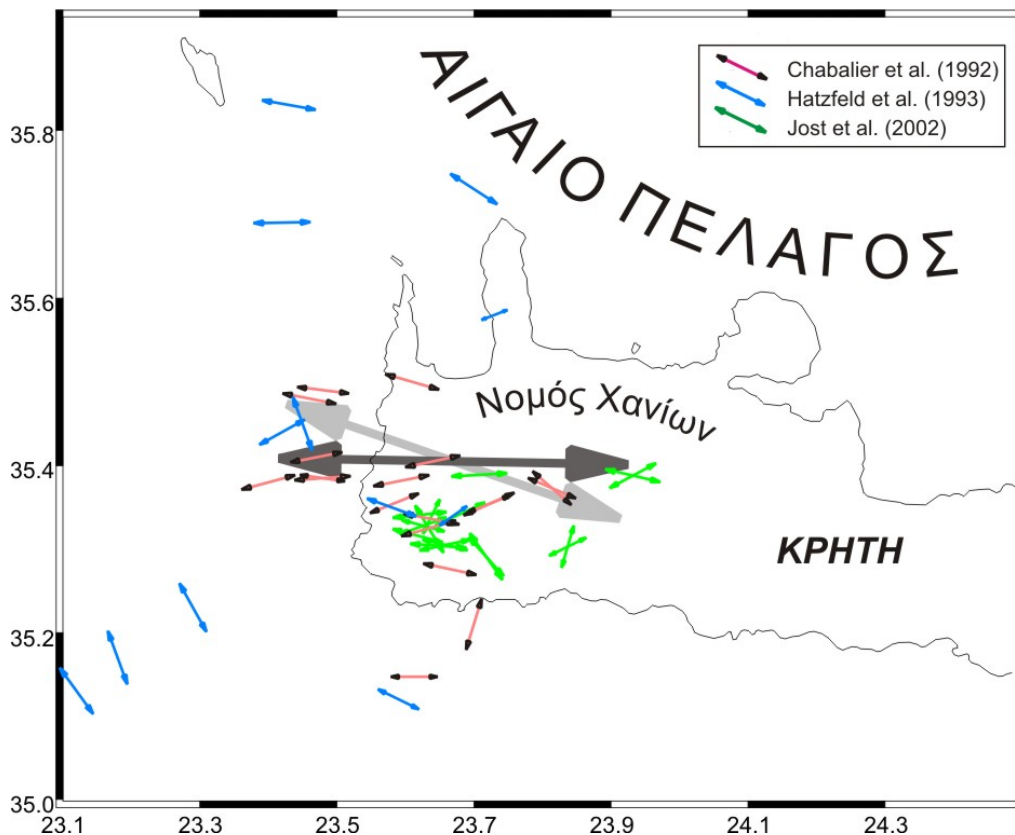
υπεύθυνος για τα ~B-N επιφανειακά κανονικά ρήγματα και, γ) η σχεδόν οριζόντια συμπίεση ΔΒΔ-ΑΝΑ σε βάθη >50km, η οποία είναι υπεύθυνη για τα πλάγιο-ανάστροφα ρήγματα των σεισμών ενδιάμεσου βάθους. Είναι σημαντικό ότι η περιοχή του επιφανειακού εφελκυσμού Α-Δ συμπίπτει με την ΔΒΔ-ΑΝΑ συμπίεση των σεισμών ενδιάμεσου βάθους και οριοθετείται με αρκετά σαφή τρόπο από τη ΒΑ-ΝΔ συμπίεση λόγω της βύθισης της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από το χώρο του Αιγαίου.



Σχήμα 4. Κύριοι οριζόντιοι άξονες τάσεων, όπως καθορίζονται από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης σεισμών ($M \geq 4.0$) για την ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης. Είναι εμφανής η χωρική ομαδοποίηση των αξόνων σε τρεις κύριους τύπους και η μετάβαση από την ΒΑ-ΝΔ συμπίεση των επιφανειακών ανάστροφων ρηγμάτων (γκρι ζώνη) στην σχεδόν ΔΒΔ-ΑΝΑ συμπίεση των σεισμών ενδιάμεσου βάθους.

Αν και ο επιφανειακός εφελκυσμός που κυριαρχεί βόρεια της ηπειρωτικής Κρήτης (σχήμα 4) είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τον πιο πρόσφατο D_2 εφελκυσμό, όπως προκύπτει από τα νεοτεκτονικά δεδομένα (σχήμα 3), οι διαθέσιμοι μηχανισμοί σχετικά ισχυρών σεισμών δεν παρείχαν πληροφορίες για τη δυτική Κρήτη, με εξαίρεση ορισμένους μηχανισμούς στο βόρειο τμήμα των χερσονήσων Γραμβούσας και Ροδοπού. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν όλοι οι μηχανισμοί γένεσης μικροσεισμών οι οποίοι αναφέρονταν σε μελέτες σεισμικότητας (Chabalier et al., 1992, Hatzfeld et al., 1993, Jost et al., 2002). Η συντριπτική πλειοψηφία των σεισμών που περιείχονταν στις συγκεκριμένες εργασίες και αναφέρονταν στη Δυτική Κρήτη αντιστοιχούν σε κανονικά (B-N) ή πλαγιοκανονικά (ΒΑ-ΝΔ, ΒΔ-ΝΑ) ρήγματα, με κυρίαρχο εφελκυσμό Ανατολής-Δύσης. Στο σχήμα 5 παρουσιάζονται οι οριζόντιες προβολές των αξόνων T των μηχανισμών γένεσης, καθώς και το μέσο πεδίο τάσεων, όπως αυτό καθορίζεται με τη μεθοδολογία Papazachos and Kiratzi (1992) (μεγάλο σκούρο γκρι βέλος) και Gephart and Forsyth (1984) (μεγάλο ανοικτό γκρι βέλος). Και οι δύο μέσες λύσεις δείχνουν έναν κυρίαρχο σύγχρονο εφελκυσμό περίπου Α-Δ, σε εξαιρετική συμφωνία με τα

γενικά γεωτεκτονικά μοντέλα και αναμενόμενα ρήγματα (σχήματα 1 και 2), αλλά και το πρόσφατο νεοτεκτονικό πεδίο τάσεων (γεγονός D₂) σχήμα 3.



Σχήμα 5. Οριζόντιες προβολές των εφελκυστικών αξόνων τάσης T από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης μικροσεισμών για την περιοχή της Δυτικής Κρήτης. Με σκούρο και ανοικτό μεγάλο βέλος σημειώνεται το μέσο πεδίο τάσεων όπως αυτό προσδιορίζεται με τις μεθοδολογίες των Papazachos and Kiratzi (1992) και Gephart and Forsyth (1984).

Τα αποτελέσματα του σχήματος 5 δείχνουν ότι τα συμπεράσματα τις νεοτεκτονικής μελέτης για κάθε ρήγμα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη του μηχανισμού γένεσης μελλοντικών σεισμών, σε κάθε ένα από τα ρήγματα του σχήματος 3. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τη σύγκριση των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης σεισμών στην περιοχή κάθε ρήγματος από αυτά που παρουσιάζονται στο σχήμα 3 με τα νεοτεκτονικά αποτελέσματα, όπως παρουσιάζεται στον "Πίνακα 1" για όσα ρήγματα αυτό ήταν δυνατόν. Η σύγκριση αυτή δείχνει ότι ακόμα και στην τοπική κλίμακα κάθε ρήγματος υπάρχει εξαιρετική συμφωνία νεοτεκτονικών-σεισμολογικών δεδομένων, τόσο σε ότι αφορά τα γεωμετρικά, όσο και τα κινηματικά στοιχεία των ρηγμάτων αυτών. Μεγαλύτερη διαφοροποίηση παρατηρείται για το ρήγμα του Ζούρβα, για το οποίο τα νεοτεκτονικά στοιχεία δείχνουν ποικιλία κινήσεων και διαφοροποίηση της τοπικής παράταξης και για το οποίο τα αντίστοιχα σεισμολογικά στοιχεία είναι εξαιρετικά περιορισμένα. Όμως, σε κάθε περίπτωση η εξαιρετική συμφωνία των γεωμετρικών και κινηματικών στοιχείων επιτρέπει με ασφάλεια την επέκταση της χρήσης των χαρακτηριστικών των νεοτεκτονικών δεδομένων για τις αιτιοκρατικές προσομοιώσεις των σεισμών στις περιοχές του ανατολικού και κεντρικού τμήματος του Ν. Χανίων, για τις οποίες δεν υπάρχουν επαρκή στοιχεία μηχανισμών γένεσης ισχυρών σεισμών.

Πίνακας 1. Σύγκριση γεωμετρικών και κινηματικών στοιχείων μέσω μηχανισμών γένεσης σεισμών με τη μεθοδολογία Papazachos and Kiratzi (1992) με τα διαθέσιμα νεοτεκτονικά και σεισμολογικά στοιχεία για τα ρήγματα 1:Δυτικής Κρήτης, 2:Μαλαθούρου-Ροδοπού και 12:Ζούρβα.

ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ						ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ					
A/A	Κύριο Επίπεδο (strike/dip/rake)			T-άξονας (azimuth/plunge)		Κύριο Επίπεδο (strike/dip/rake)			T-άξονας (azimuth/plunge)		Ρήγμα
1	199	63	-71	275	16	199	59	-70	275	10	Δυτική Κρήτης
2	206	70	-80	289	24	188	45	-71	265	-1	Μαλαθούρου-Ροδοπού
12	341	57	-126	96	5	338	77	-176	114	-12	Ζούρβα

Πρέπει να επισημανθεί ότι, όπως φαίνεται και από τα διαθέσιμα σεισμολογικά στοιχεία, τα κύρια ρήγματα της περιοχής τα οποία φαίνεται να είναι συμβατά με το υφιστάμενο πεδίο τάσεων είναι τα ρήγματα με γενική διεύθυνση Β-Ν και δευτερευόντως ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΑ-ΝΔ, όπως τα ρήγματα 1, 2, 3, 7, 9, 10 κλπ. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τον τρόπο της πιο πρόσφατης λειτουργίας των ρηγμάτων π.χ. διεύθυνσης Α-Δ, τα οποία αν και δημιουργήθηκαν σε άλλο εφελκυστικό πεδίο λειτουργούν σήμερα ως ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (βλέπε και ρήγμα Ζούρβα στον Πίνακα 1). Ιδιαίτερη σημασία φαίνεται να έχει το ρήγμα Δυτικής Κρήτης (1 στο σχήμα 15) και δευτερευόντως το ρήγμα 2 (Μαλαθούρου-Ροδοπού), τα οποία κλίνουν προς τα δυτικά, αν και αυτό δεν είναι απολύτως εμφανές από τη νεοτεκτονική χαρτογράφηση της αντίστοιχης ζώνης. Τα ρήγματα αυτά κόβουν τον ανώτερο φλοιό της Δ. Κρήτης, όπως φαίνεται και από τον ανεξάρτητο εντοπισμό τους από μελέτες σεισμικής διασκόπησης (Bohnhoff et al., 2001). Πρέπει να σημειωθεί ότι τα ρήγματα 1 και 2 (Δυτικής Κρήτης και Μαλαθούρου-Ροδοπού) εντοπίζονται περισσότερο ως μία ζώνη ρηγμάτων, πιθανότατα τόσο λόγω της ύπαρξης παράλληλων ζωνών διάρρηξης, κάτι πολύ εμφανές στα επιφανειακά ίχνη διάρρηξης στη χερσόνησο του Ροδοπού.

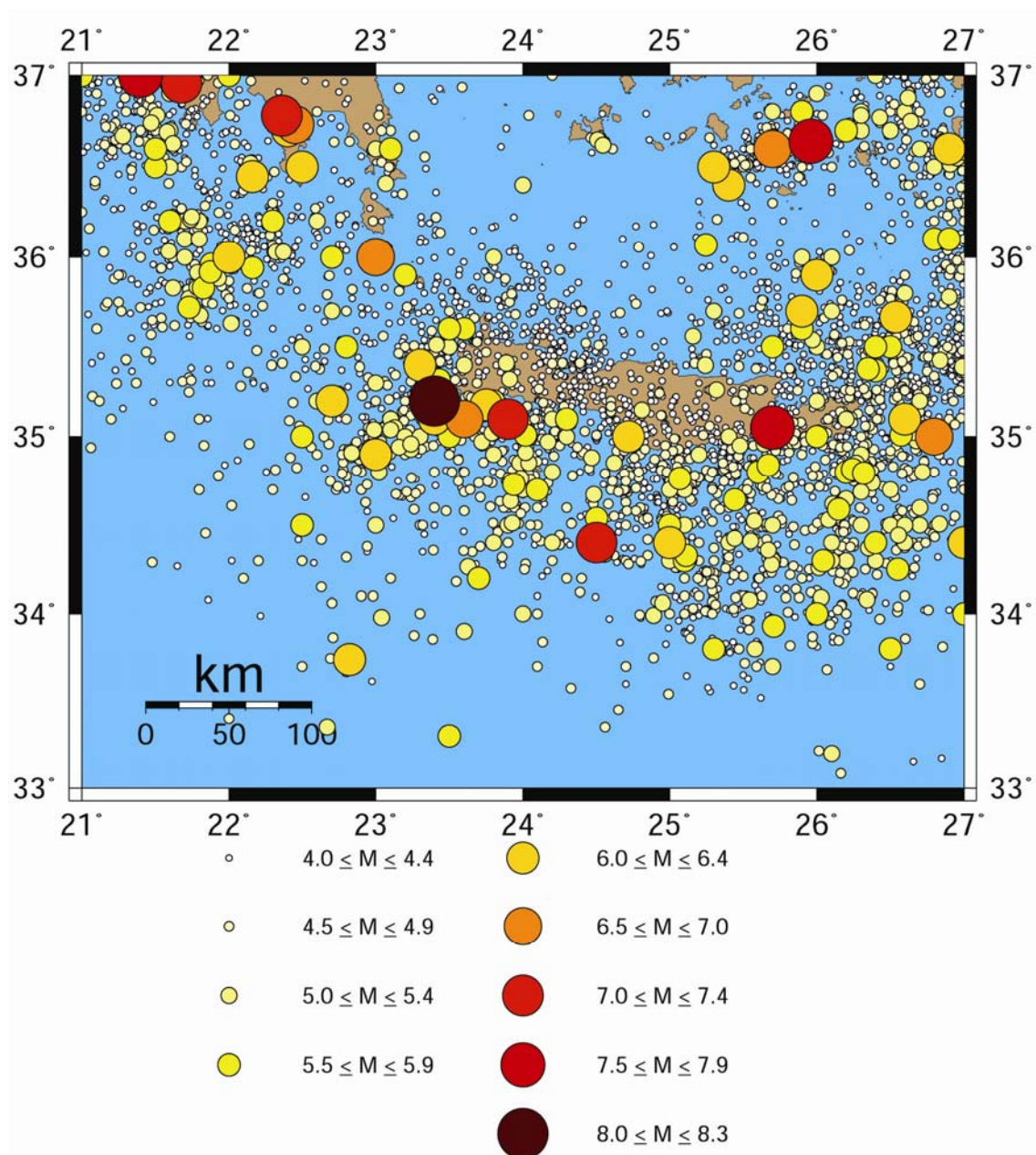
ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΓΙΑ ΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ Δ. ΚΡΗΤΗΣ

Η ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης παρουσιάζει υψηλή σεισμικότητα, επιφανειακών και ενδιάμεσου βάθους σεισμών, η οποία είναι αποτέλεσμα της σύγκλισης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα. Τα αίτια γένεσης των σεισμών αυτών είναι η κίνηση των πλακών στην ευρύτερη περιοχή η οποία φαίνεται στο σχήμα 1. Η χωρική κατανομή, οι παράμετροι σεισμικότητας και τα αποτελέσματα των δύο ανωτέρω κατηγοριών σεισμών έχουν διαφορετικά χαρακτηριστικά και για το λόγο αυτό εξετάζονται χωριστά.

Πληροφορίες για τη σεισμικότητα της Κρήτης υπάρχουν από τον 1^ο μΧ αιώνα. Αρχαίοι Έλληνες και Ρωμαίοι ιστορικοί και άλλοι συγγραφείς περιέγραψαν τα μακροσεισμικά αποτελέσματα αρκετών ισχυρών σεισμών που έγιναν στην περιοχή κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου μέχρι τον 3^ο αιώνα μΧ. Τέτοιες περιγραφές των μακροσεισμικών

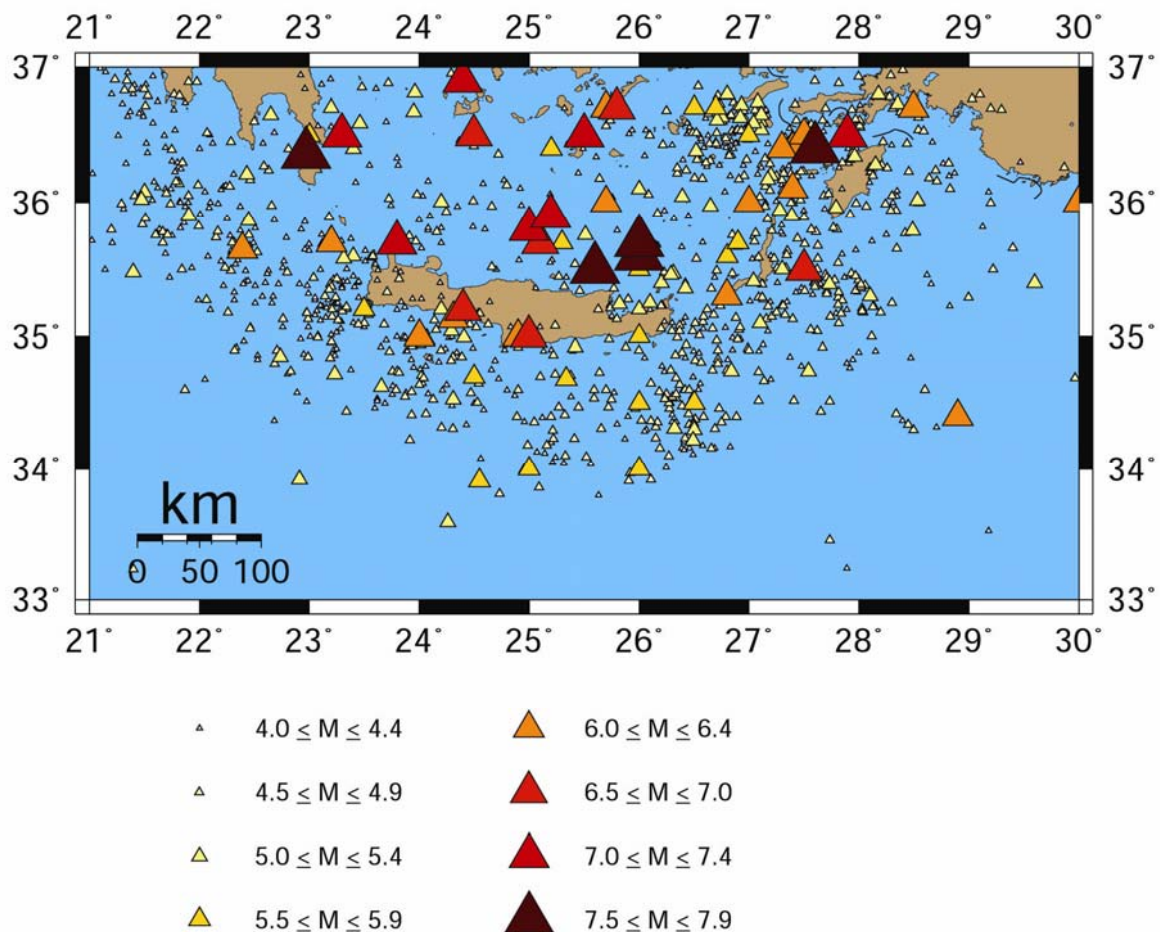
αποτελεσμάτων συγκεκριμένων σεισμών συνεχίσθηκαν από τους Βυζαντινούς συγγραφείς (Προκόπιος, Θεοφάνης, Κέδρενος, Παχυμέρης κλπ) κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου 300-1550. Από τα μέσα του 19^{ου} αιώνα μέχρι τα μέσα του 20^{ου} αιώνα, εκτός από τις περιγραφές των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων αρκετών συγκεκριμένων σεισμών δημοσιεύτηκαν κατάλογοι σεισμών οι οποίοι περιέχουν τις ημερομηνίες και μακροσεισμικές πληροφορίες αρκετών σεισμών (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Με τον όρο σεισμικότητα μιας περιοχής εννοούμε μια ποσότητα η οποία είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη των σεισμών που γίνονται στην περιοχή και όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα γένεσής τους (Papazachos, 1990).



Σχήμα 6. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης.

Ο χάρτης του σχήματος 6 δίνει μια ποιοτική εκτίμηση της γεωγραφικής κατανομής των επιφανειακών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης επειδή το δείγμα δεδομένων το οποίο χρησιμοποιήθηκε είναι μεγάλο, είναι πλήρες και επειδή έχουν χρησιμοποιηθεί διαφορετικά σύμβολα για να δηλώσουν τα διαφορετικά διαστήματα μεγεθών των σεισμών. Τα δεδομένα προέρχονται από τον κατάλογο του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (<http://lemnos.geo.auth.gr>). Από το χάρτη αυτό φαίνεται ότι στο βόρειο τμήμα της Κρήτης η σεισμικότητα είναι χαμηλή σε αντίθεση με το νότιο και βορειοδυτικό όπου η σεισμικότητα είναι πολύ υψηλή. Τα επίκεντρα των ισχυρών ($M \geq 6.0$) σεισμών κατανέμονται κατά μήκος του άξονα του Ελληνικού Τόξου και σχετίζονται με το μέτωπο σύγκρουσης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα. Η σεισμική δράση στο εξωτερικό μέρος προς την Μεσόγειο είναι πολύ περιορισμένη. Το πάχος του σεισμογόνου στρώματος στην περιοχή αυτή είναι μεγάλο και φτάνει μέχρι τα 50 km ενώ στο Αιγαίο είναι της τάξης των 20 km (Parazachos, 1990; Parazachos et al., 2000).



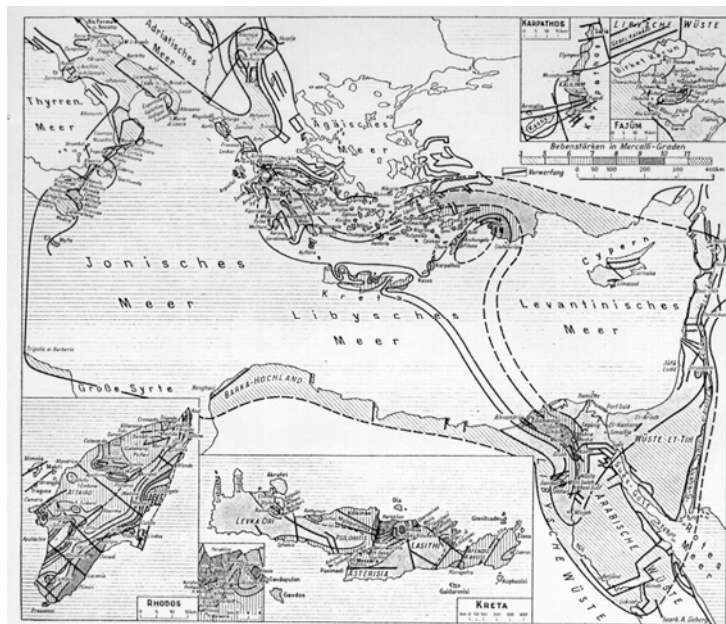
Σχήμα 7 Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών ενδιάμεσου βάθους.

Σύμφωνα με τους Parazachos et al. (2000) από το βάθος των 20km και κατά μήκος του εξωτερικού τμήματος του ελληνικού τόξου, αρχίζει να σχηματίζεται μια ζώνη Benioff το επιφανειακό τμήμα της οποίας (20-100km) βυθίζεται με μικρή γωνία ($\sim 30^\circ$) προς το Αιγαίο. Στο διάστημα αυτών των βαθών λαμβάνει χώρα σύζευξη μεταξύ του παλιού ωκεάνιου φλοιού

της ανατολικής Μεσογείου και της λιθόσφαιρας του Αιγαίου, η οποία επιπτεύει πάνω σε αυτόν. Αυτό πιστοποιείται από το γεγονός ότι όλοι οι μεγάλοι ενδιαμέσου βάθους σεισμοί με μεγέθη μέχρι 8.0 γίνονται σε αυτά τα βάθη. Σε μεγαλύτερα βάθη ($100\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$) της ζώνης Benioff η σεισμική δραστηριότητα είναι πιθανό ότι οφείλεται στην ελεύθερη βύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Τέτοια βύθιση χωρίς ισχυρή σύζευξη εξηγεί το γεγονός ότι δε γίνονται σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από περίπου 7.0 σε αυτό το βαθύ τμήμα της ζώνης Benioff.

Ο χάρτης του σχήματος 7 δίνει τη γεωγραφική κατανομή των σεισμών ενδιαμέσου βάθους ($h > 60\text{km}$) στο νότιο Αιγαίο. Από το χάρτη αυτό φαίνεται ότι οι σεισμοί κατανέμονται σε μία αμφιθεατρικού σχήματος ζώνη Benioff, η οποία κλίνει από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του Ελληνικού Τόξου (Parazachos and Comninakis, 1971).

Οι ενδιαμέσου βάθους σεισμοί με μέγεθος μικρότερο του 7.0 οι οποίοι γίνονται σε μεγάλα βάθη ($h > 100\text{km}$) συνήθως δεν προκαλούν σοβαρές βλάβες ενώ σπάνια προκαλούν τέτοιες βλάβες και οι αντίστοιχοι μεγέθους σεισμοί οι οποίοι γίνονται σε βάθη μεταξύ 60km και 100km. Από την άλλη πλευρά, οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους με μέγεθος $M \geq 7.0$ συνήθως προκαλούν σοβαρές βλάβες σε μεγάλες αποστάσεις κατά μήκος ολόκληρου του ελληνικού τόξου και όταν φθάνουν σε μεγέθη $M \geq 7.5$, προκαλούν βλάβες ακόμα και σε περιοχές οι οποίες βρίσκονται στο εξωτερικό τμήμα του τόξου όπως στην Κύπρο, Δέλτα του Νείλου, Σικελία, Μέση Ανατολή (Parazachos and Parazachou 1997, 2003). Στο σχήμα 8 δίνονται οι ισόσειστες του σεισμού της 26^{ης} Ιουνίου 1926 (Sieberg, 1932) στον οποίο φαίνεται η χωρική κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων στην Ανατολική Μεσόγειο.



Σχήμα 8. Κατανομή των σεισμικών εντάσεων και ισόσειστες του σεισμού της 26^{ης} Ιουνίου 1926 (Sieberg, 1932) μεγέθους $M=8.0$ (Parazachos, 1990).

Για την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας μίας περιοχής χρησιμοποιούνται ποσότητες όπως είναι η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα ενός συγκεκριμένου μεγέθους ή το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος κατά τη διάρκεια ενός

συγκεκριμένου χρονικού διαστήματος. Όλα αυτά τα μέτρα σεισμικότητας, τα οποία χρησιμοποιούνται σήμερα βασίζονται στο στατιστικό νόμο κατανομής των μεγεθών των Gutenberg και Richter (1944). Σύμφωνα με το νόμο αυτό, ο αθροιστικός αριθμός N , των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του M , που έχουν εστίες σε ορισμένο χώρο και συμβαίνουν σε ορισμένο χρονικό διάστημα, t , δίνεται από τη σχέση:

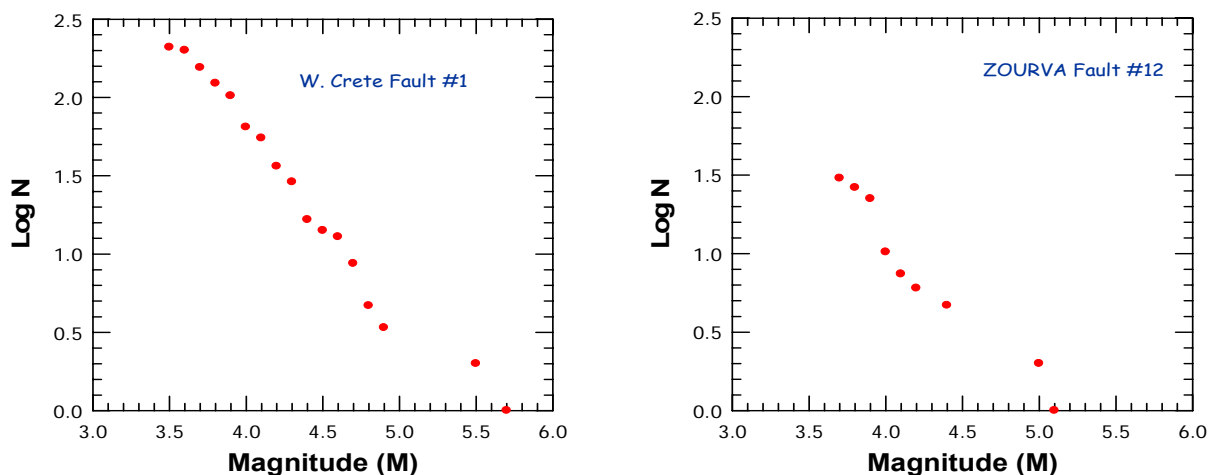
$$\log N = a_i - bM \quad (1)$$

όπου a_i και b είναι παράμετροι. Η παράμετρος b εξαρτάται από το πεδίο των τάσεων της περιοχής και την ομοιογένεια του υλικού. Η παράμετρος a_i εξαρτάται από τη σεισμικότητα της περιοχής, από το εμβαδόν της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα και από το χρονικό διάστημα, t , στο οποίο έγιναν οι σεισμοί. Συνήθως ανάγουμε την παράμετρο a_i σε χρονικό διάστημα ενός έτους και σε μια μονάδα επιφάνειας με τη σχέση:

$$a = a_i - \log(tS) \quad (2)$$

όπου S είναι η επιφάνεια της περιοχής που μελετάται. Η ποσότητα a/b αποτελεί μέτρο της σεισμικότητας. Απαραίτητη προϋπόθεση για την ορθότητα των υπολογισμών είναι τα δεδομένα να είναι πλήρη.

Προκειμένου να αξιοποιηθούν τα αποτελέσματα της γεωλογικής μελέτης λήφθηκαν υπόψη οι γεωμετρικές παράμετροι των ρηγμάτων και στη συνέχεια μετά από λεπτομερή έλεγχο για κάθε ρήγμα βρέθηκαν οι σεισμοί, οι οποίοι βρίσκονται σε μία έλλειψη γύρω από κάθε ένα. Δεδομένου ότι στη περιοχή λειτουργεί στο Βάμο μόνιμος σεισμολογικός σταθμός βρέθηκαν οι εξής πληρότητες για τους σεισμούς στην περιοχή της Δ. Κρήτης: 1981-2002 $M \geq 3.5$; 1964-2002 $M \geq 4.0$; 1950-2002 $M \geq 4.5$.

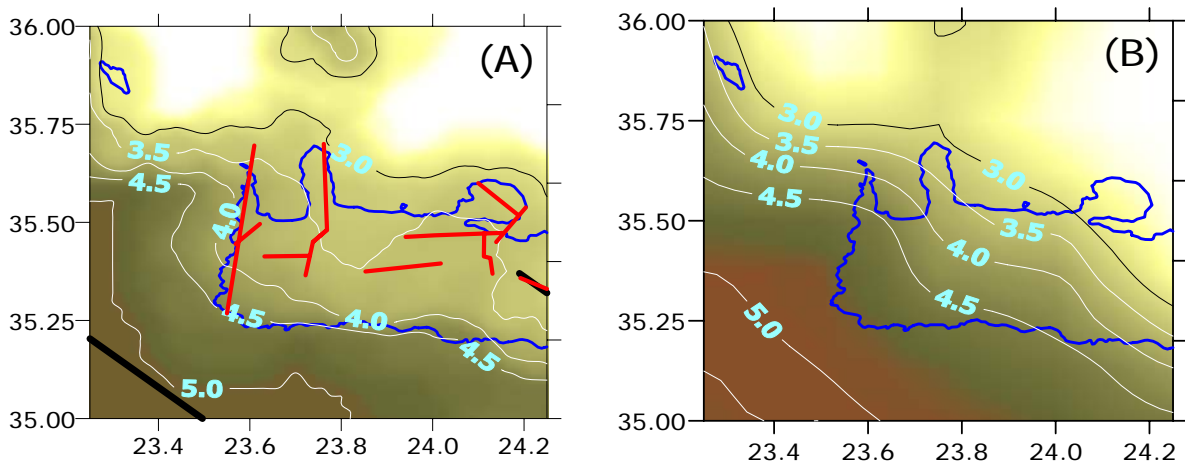


Σχήμα 9. Κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών οι οποίοι σχετίστηκαν με τα ρήγματα 6:Δυτικής Κρήτης και 12: Ζούρβα του σχήματος 3.

Για κάθε ρήγμα βρέθηκε η κατανομή κατά μέγεθος των σεισμών λαμβάνοντας υπόψη τους σεισμούς οι οποίοι βρίσκονται μέσα σε μία έλλειψη με μέγιστο άξονα ίσο με το μήκος του

ρήγματος και υπολογίστηκαν οι τιμές των παραμέτρων της σχέσης των Gutenberg and Richter (1944). Η κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών για τα ρήγματα της Δυτικής Κρήτης και Ζούρβας δίνονται γραφικά στο σχήμα (9).

Λαμβάνοντας υπόψη τον κατάλογο σεισμών για το Νότιο Αιγαίο, τις τιμές των σταθερών της σχέσης των Gutenberg-Richter για τα 13 ρήγματα του σχήματος 3 και των ρηγμάτων των ισχυρών σεισμών (Παπαζάχος και συνεργάτες 2001) καθώς και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά τους καθορίστηκε η γεωγραφική κατανομή της παραμέτρου a/b , δηλαδή του πιθανότερου ετήσιου μεγέθους για τους επιφανειακούς σεισμούς στην ευρύτερη περιοχή. Τα αποτελέσματα δίνονται στο σχήμα 10A. Στο σχήμα 10B για λόγους σύγκρισης δίνονται και τα αποτελέσματα της χωρικής κατανομής της παραμέτρου a/b χωρίς τη χρήση των παραμέτρων των 13 ρηγμάτων. Από τη σύγκριση των δύο σχημάτων προκύπτει ότι τα αποτελέσματα διαφοροποιούνται. Συγκεκριμένα, το ομαλό πεδίο τιμών, το οποίο καθορίζεται από την επίδραση του ρήγματος της Ελαφονήσου, διαταράσσεται από την επίδραση των τοπικών ρηγμάτων με αποτέλεσμα για την περιοχή του Ακρωτηρίου οι τιμές να είναι υψηλότερες ενώ για το κεντρικό τμήμα οι τιμές να είναι χαμηλότερες. Αυτό το αποτέλεσμα δείχνει την πρακτική σημασία της αξιοποίησης της γεωλογικής γνώσης σε θέματα σεισμολογίας.



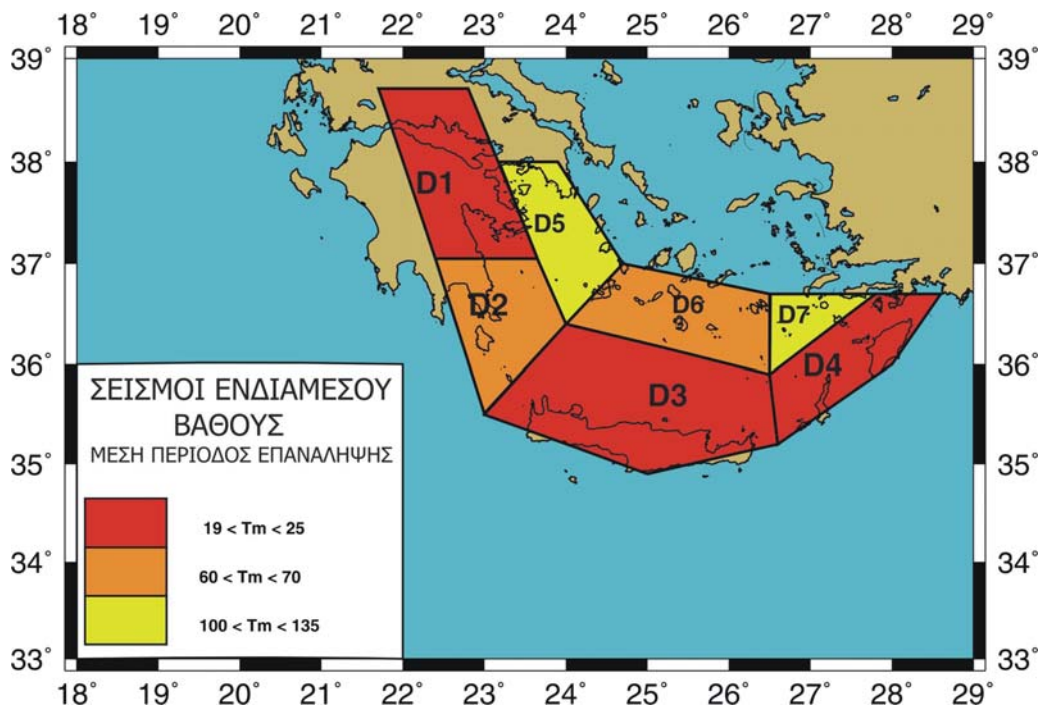
Σχήμα 10. Σύγκριση της γεωγραφικής κατανομής του πιθανότερου ετήσιου μεγέθους στην ευρύτερη περιοχή του Νομού Χανίων λαμβάνοντας υπόψη τα 12 ρήγματα της σεισμοτεκτονικής μελέτης (10A) με τα αποτελέσματα με χρήση μόνο των ρηγμάτων των ισχυρών σεισμών (10B) (Μουντράκης, 2004).

Οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους και ιδιαίτερα οι ισχυρότεροι από αυτούς κατανέμονται στη ζώνη Benioff και για το λόγο αυτό μπορούμε προκειμένου να μελετήσουμε αποτελεσματικά τη γεωγραφική κατανομή της σεισμικότητας των σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο Νότιο Αιγαίο να καθορίσουμε τις σεισμικές πηγές τους και να προσδιοριστούν τα μέτρα σεισμικότητας σε κάθε μία από αυτές. Στην εργασία αυτή υιοθετήθηκε το μοντέλο σεισμικών πηγών το οποίο πρότειναν οι Papaioannou and Papazachos (2000) και το οποίο αποτελείται από τέσσερις σεισμικές πηγές για το ανώτερο τμήμα της ζώνης Benioff και τρεις για το κατώτερο τμήμα για τις οποίες υπολόγισαν τις τιμές των σταθερών της σχέσης των

Gutenberg and Richter (1944). Με βάση τις τιμές αυτές υπολογίστηκε η μέση περίοδος επανάληψης σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.5$ σε κάθε μία από τις σεισμικές πηγές με βάση τη σχέση:

$$T_M = 10^{bM-a} \quad (3)$$

και τα αποτελέσματα δίνονται γραφικά στον χάρτη του σχήματος 11. Η σεισμική πηγή D3 η οποία περιλαμβάνει την Κρήτη έχει την μικρότερη μέση περίοδο επανάληψης με τιμή $T_M=19$ έτη.



Σχήμα 11. Γεωγραφική κατανομή της μέσης περιόδου επανάληψης σεισμών μεγέθους $M \geq 6.5$ στις σεισμικές πηγές των σεισμών ενδιάμεσου βάθους.

ΣΧΕΣΕΙΣ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΩΝ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

Η γενική μορφή των σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι της μορφής:

$$\ln Y = c_1 + c_2 M + c_3 \ln(R + R_0) + c_4 S + \sigma_{\ln Y} P \quad (4)$$

όπου Y είναι η εξεταζόμενη παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης (PGA, PGV, PGD) ή η Μακροσεισμική Ένταση, I_{MM} , M είναι το μέγεθος του σεισμού (επιφανειακό ή μέγεθος ροπής), R η επικεντρική απόσταση, S η παράμετρος που χαρακτηρίζει τις εδαφικές συνθήκες (αλλουβιακές, σκληρό πέτρωμα). Η παράμετρος R_0 σχετίζεται με την απόσβεση της ισχυρής κίνησης στο κοντινό πεδίο και $\sigma_{\ln Y}$ είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των υπολοίπων της εξαρτημένης μεταβλητής $\ln Y$. P είναι 0 για το μέσο όρο των τιμών $\ln Y$ και 1 για το μέσο όρο

συν ένα μέσο τετραγωνικό σφάλμα. c_1, \dots, c_4 είναι οι συντελεστές αναγωγής της σχέσης (4).

Στην εργασία αυτή για την απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων για την τεκμηρίωση του σεισμοτεκτονικού μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις:

$$\begin{aligned} I &= 2.94 + 1.43 * M_W - 3.59 * \log(D + 6) \\ I &= 0.78 + 1.69 * M_W - 3.34 * \log(D + 30) \end{aligned} \quad (5)$$

για τους επιφανειακούς (Parazachos and Papaioannou, 1997) και τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς (Παπαϊωάννου, 1984) αντίστοιχα.

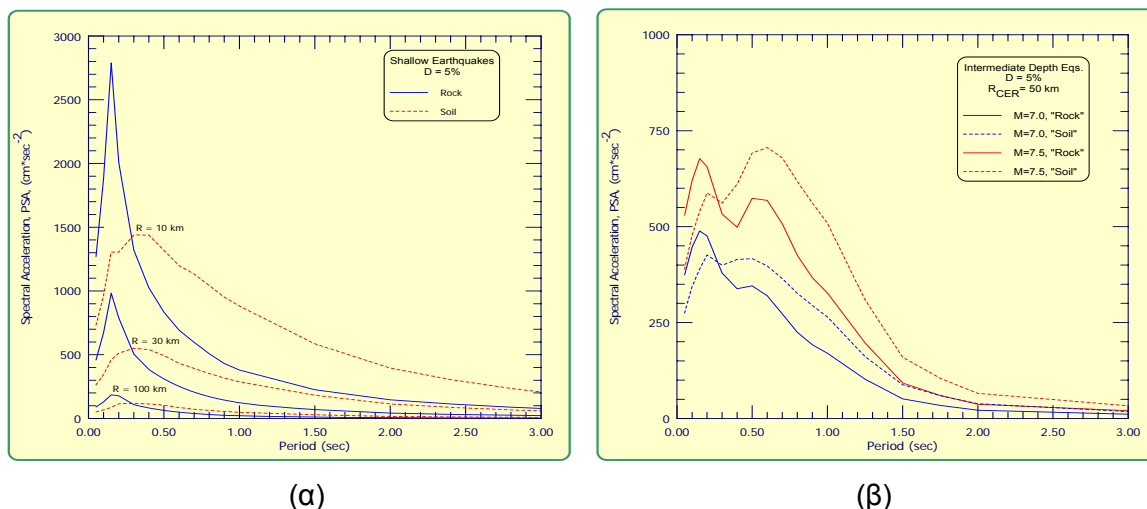
Για την απόσβεση των μέγιστων τιμών της οριζόντιας εδαφικής επιτάχυνσης $PGA(cm/sec^2)$ των επιφανειακών σεισμών χρησιμοποιήθηκε η σχέση 6 (Μάργαρης και συν. 2001), η οποία βασίστηκε στη χρήση 744 οριζοντίων συνιστωσών, 142 επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου:

$$\ln PGA = 4.16 + 0.69M_W - 1.24\ln(R+6) + 0.12S + 0.70P \quad (6)$$

ενώ για τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς χρησιμοποιήθηκε η σχέση:

$$\ln PGA = 3.47 + 0.75M_S - 0.85\ln R_{CER} + 0.27S + 0.66P \quad (7)$$

(Theodulidis and Parazachos, 1990) η οποία προέκυψε με χρήση 70 οριζοντίων συνιστωσών 28 σεισμών από περιβάλλοντα ζωνών κατάδυσης και στην οποία R_{CER} είναι η απόσταση από το κέντρο έκλυσης ενέργειας.



Σχήμα 12. Μέσες προβλεπόμενες τιμές φασματικής επιτάχυνσης, PSA, για δύο κατηγορίες εδαφικών συνθηκών. (α) επιφανειακοί σεισμοί για διάφορες επικεντρικές αποστάσεις (Theodulidis and Parazachos, 1994) και (β) σεισμοί ενδιάμεσου βάθους, για απόσταση $R_{CER} = 50$ km, για δύο μεγέθη σεισμών $M = 7.0$ & 7.5 (Theodulidis and Parazachos, 1990).

Για την απόσβεση της φασματικής ψευδοταχύτητας $PSV(T)$ (σε cm/sec), χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικές σχέσεις για τους επιφανειακούς σεισμούς (Theodulidis and Parazachos, 1994)

και τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους (Theodulidis and Papazachos, 1990). Με βάση τη σχέση, $PSA(T) = \omega PSV(T)$ οι τιμές της φασματικής ψευδοταχύτητας είναι δυνατόν να μετατραπούν σε φασματικές τιμές επιτάχυνσης, $PSA(T)$.

Στο σχήμα 12α δίνονται τα προβλεπόμενα ($M=7.0$) μέσα φάσματα επιτάχυνσης για επιφανειακούς σεισμούς του Ελληνικού χώρου, για δύο κατηγορίες εδαφικών συνθηκών, ενώ στο σχήμα 12β δίνονται τα προβλεπόμενα φάσματα επιτάχυνσης σεισμού ενδιαμέσου βάθους για δύο μεγέθη σεισμών ($M=7.0$ & 7.5), για εδαφικές συνθήκες, “βράχου” και “αλλουβίων” σε απόσταση $R_{CER} = 50$ km .

ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Με τον όρο *σεισμική επικινδυνότητα* σε ένα τόπο εννοούμε την αναμενόμενη στον τόπο αυτό τιμή της σεισμικής έντασης, Y , (μακροσεισμική ένταση, μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, ταχύτητα, μετάθεση, ή οι φασματικές τους τιμές, διάρκεια της ισχυρής κίνησης) σε καθορισμένο χρονικό διάστημα με ορισμένη πιθανότητα υπέρβασης της τιμής αυτής.

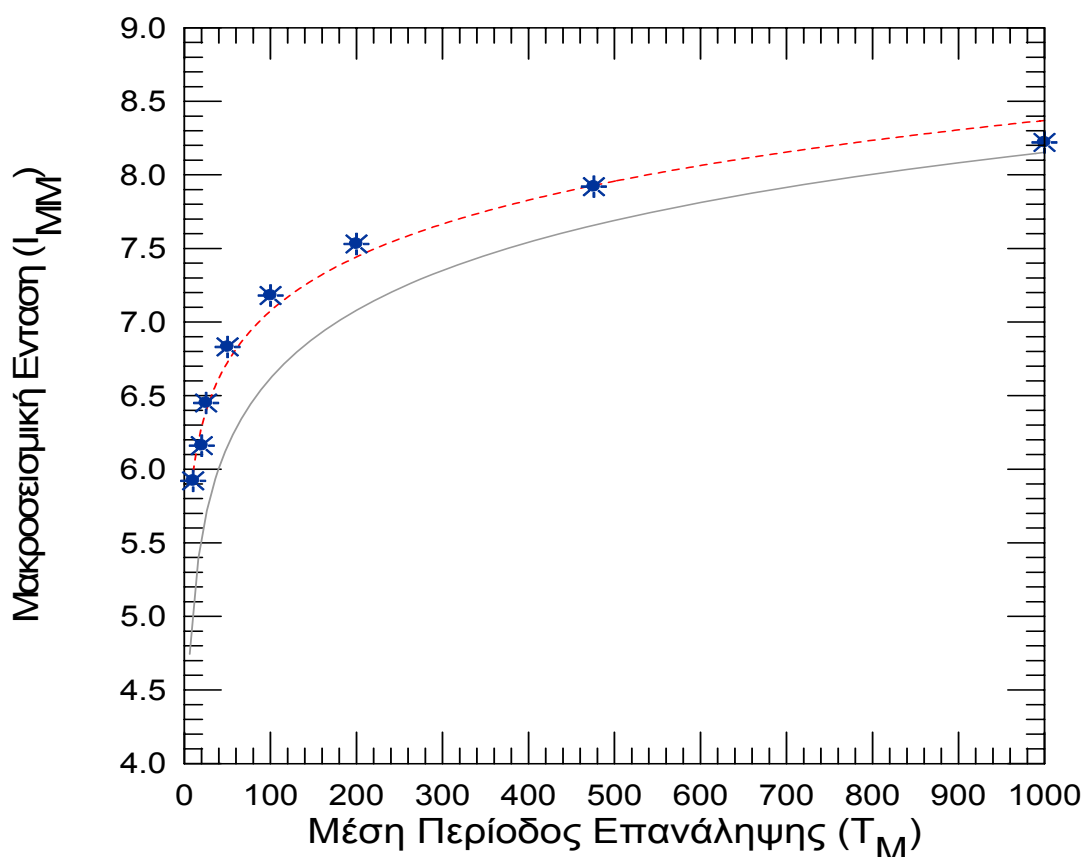
Προκειμένου να γίνει η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε επιλεγμένες θέσεις της Δ. Κρήτης απαιτείται ένα αξιόπιστο σεισμοτεκτονικό μοντέλο το οποίο να λαμβάνει υπόψη το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής, τη χωρική και χρονική κατανομή της σεισμικότητας, κατάλογο σεισμών τα δεδομένα του οποίου να είναι πλήρη και ομογενή. Στους υπολογισμούς στην εργασία αυτή θεωρήθηκε ότι οι υπολογισμοί αυτοί δεν εξαρτώνται χρονικά από την σεισμική δράση του παρελθόντος, δηλαδή θεωρήθηκε ότι οι σεισμοί κατανέμονται τυχαία στο χρόνο ακολουθώντας κατανομή Poisson. Ο λόγος για τον οποίο το μοντέλο Poisson έχει εφαρμοστεί σε ευρεία κλίμακα σε μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας είναι α) ότι είναι απλό στην εφαρμογή του και β) περιγράφεται με παραμέτρους οι οποίες υπολογίζονται με εύκολο τρόπο, χωρίς μεγάλα σφάλματα (Cornel, 1968; Anagnos and Kiremidjian, 1988).

Στην εργασία αυτή για τους υπολογισμούς χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Frisk88M (1995), κατάλληλα τροποποιημένο ώστε να λαμβάνει υπόψη διαφορετικές σχέσεις απόσβεσης για επιφανειακούς και ενδιαμέσου βάθους σεισμούς και την ανισότροπη ακτινοβολία (Μάργαρης, 1994) της σεισμικής ενέργειας.

Η γραφική παράσταση στο σχήμα 13 δίνει γραφικά τα αποτελέσματα, δηλαδή την καμπύλη σεισμικής επικινδυνότητας για την Μακροσεισμική Ένταση για τα Χανιά. Η επιλογή της πόλης των Χανίων έγινε όχι μόνον επειδή είναι ο μεγαλύτερος Δήμος από τους συμμετέχοντες, αλλά και επειδή για την πόλη των Χανίων υπάρχουν διαθέσιμες αρκετές παρατηρημένες τιμές μακροσεισμικών εντάσεων από την κατανομή των οποίων μπορεί να γίνει έλεγχος αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων.

Λόγω της επάρκειας μακροσεισμικών δεδομένων (κατανομή σε μεγάλο εύρος τιμών της μακροσεισμικής έντασης και για μεγάλο χρονικό διάστημα) έγινε στατιστική επεξεργασία των παρατηρημένων τιμών ώστε να γίνει εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας από τις απ' ευθείας παρατηρήσεις. Η διαδικασία αυτή εφαρμόστηκε για τα Χανιά για το διάστημα 1246-

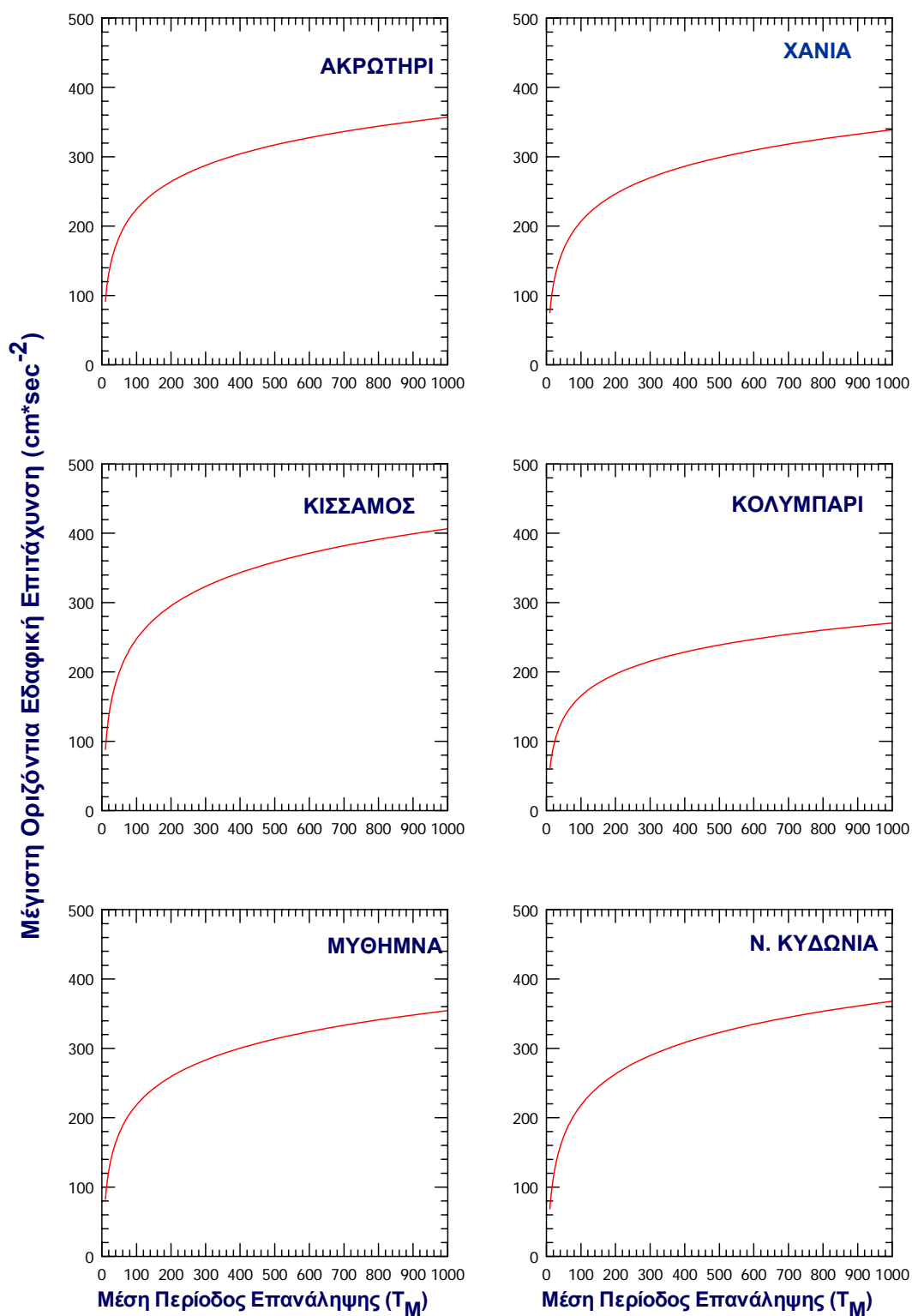
2002. Στο σχήμα 13 η συνεχής γκρι γραμμή παριστάνει την καμπύλη από την επεξεργασία των δεδομένων αυτών. Φαίνεται ότι τα αποτελέσματα της πιθανολογικής μεθόδου η οποία εφαρμόστηκε και τα αποτελέσματα τα οποία βασίστηκαν στις παρατηρήσεις είναι σε ικανοποιητική συμφωνία με τη διαφορά να είναι μικρότερη της μισής μονάδας μακροσεισμικής έντασης, δηλαδή του σφάλματος υπολογισμού της, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνει την αξιοπιστία του σεισμοτεκτονικού μοντέλου.



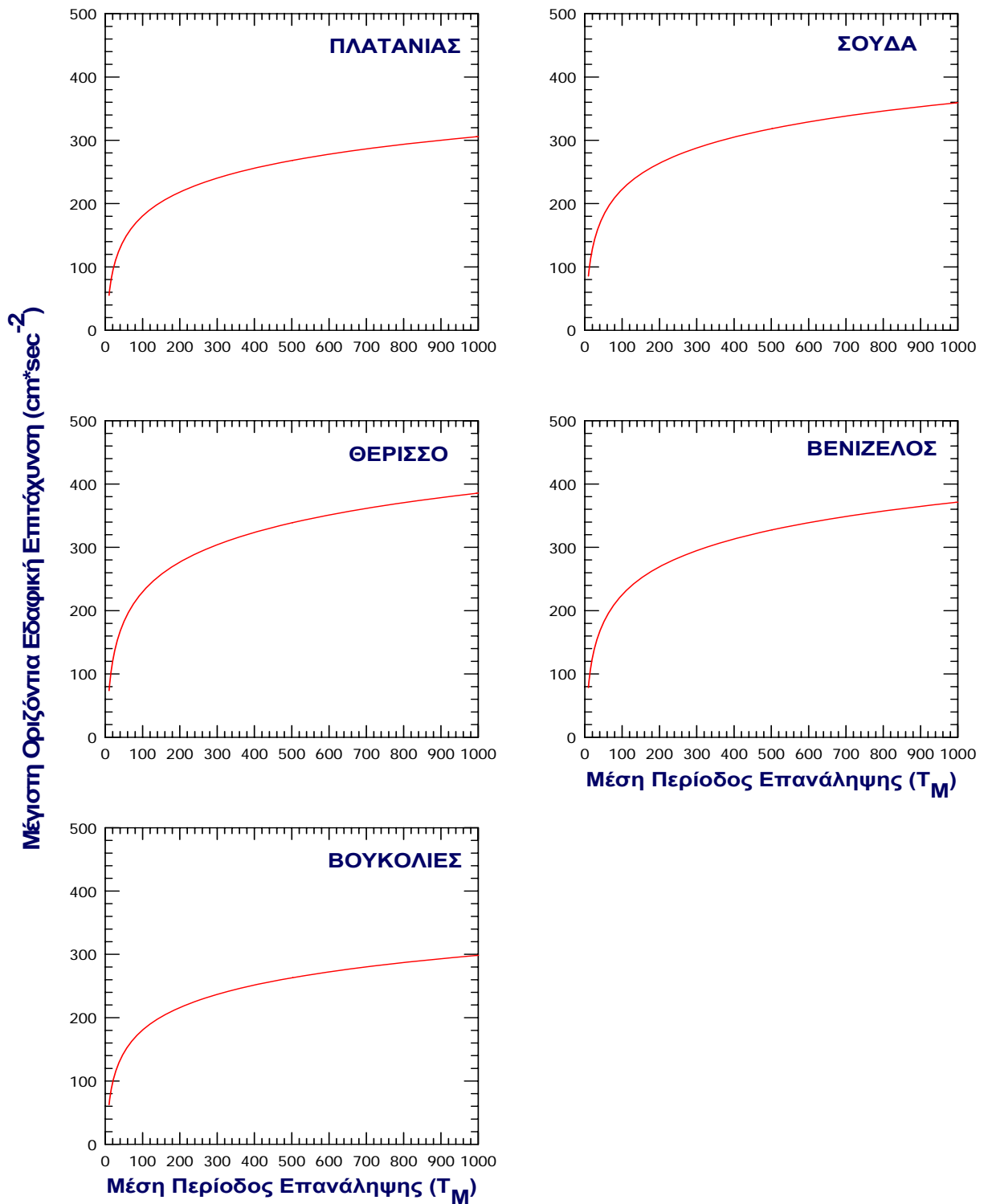
Σχήμα 13. Καμπύλη σεισμικής επικινδυνότητας για τον Δήμο Χανίων με παράμετρο τη Μακροσεισμική Ένταση. Η συνεχής γραμμή παριστάνει την καμπύλη με βάση τις παρατηρημένες τιμές ενώ η διακεκομμένη κόκκινη προκύπτει από τα αποτελέσματα της πιθανολογικής εκτίμησης.

Το ίδιο σεισμοτεκτονικό μοντέλο με τις κατάλληλες σχέσεις απόσβεσης χρησιμοποιήθηκε για την πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τις μέγιστες τιμές της οριζόντιας εδαφικής επιτάχυνσης. Οι καμπύλες για 11 Δήμους στη Δυτική Κρήτη δίνονται στις καμπύλες του σχήματος 14.

Προκειμένου να προταθούν οι σεισμοί σχεδιασμού έγινε διερεύνηση της επίδρασης των διαφόρων σεισμικών πηγών του σεισμοτεκτονικού μοντέλου για τη μέγιστη επιτάχυνση σε κάθε θέση μελέτης για τις τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης για μέση περίοδο επανάληψης $T_M=475$ έτη και στη συνέχεια έγινε από-συνάθροιση της κάθε πηγής στην ετήσια πιθανότητα υπέρβασης. ενδεικτικά στο σχήμα 15 δίνονται τα αποτελέσματα για τους Δήμους Ακρωτηρίου και Κισσάμου..



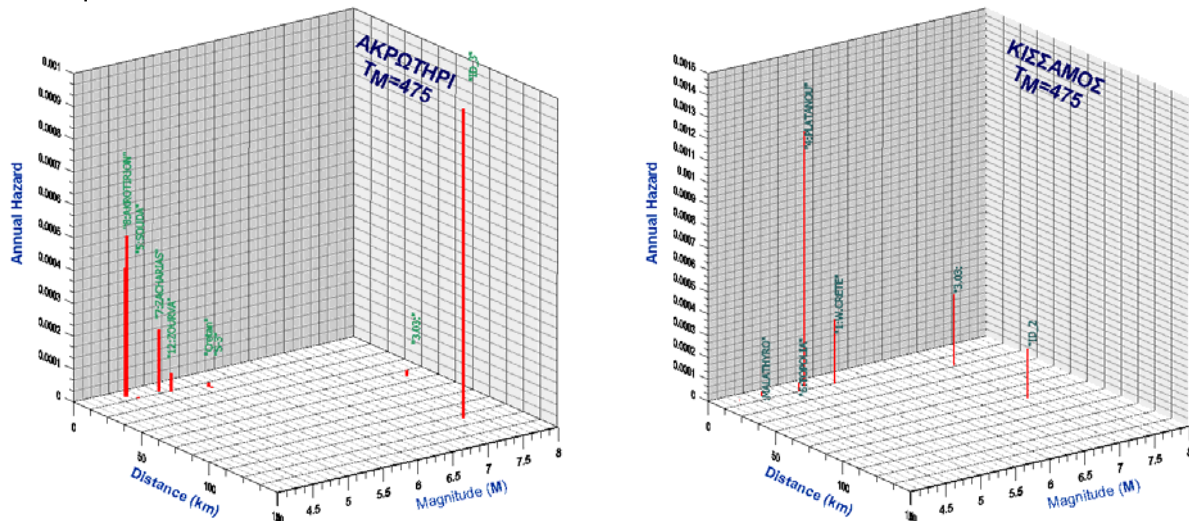
Σχήμα 14. Καμπύλη σεισμικής επικινδυνότητας για τους Δήμους Ακρωτηρίου, Χανίων, Κισσάμου, Κολυμπαρίου, Μυθήμνης και Ν. Κυδωνίας με παράμετρο τη Μέγιστη Οριζόντια Εδαφική Επιτάχυνση.



Σχήμα 14 (συν.). Καμπύλη σεισμικής επικινδυνότητας για τους Δήμους Πλατανιά, Σούδας, Θερίσσου, Βενιζέλου και Βουκολίων με παράμετρο τη Μέγιστη Οριζόντια Εδαφική Επιτάχυνση.

Με βάση τα αποτελέσματα της σεισμικής επικινδυνότητας, της μέσης από-άθροισης (Μεγέθους-Απόστασης) της επίδρασης των σεισμικών πηγών, και το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής επιλέχθηκαν οι αντίστοιχοι σεισμοί σχεδιασμού για κάθε

θέση.



Σχήμα 15. Από-άθροιση (:de-aggregation) της μέσης επιδρασης των διαφόρων σεισμικών πηγών στην σεισμική επικινδυνότητα για τις θέσεις του Ακρωτηρίου (αριστερά) και της Κισσάμου (δεξιά).

Από τη σύγκριση των δύο γραφικών παραστάσεων του σχήματος 15, φαίνεται ότι η συμβολή των σεισμών ενδιάμεσου βάθους είναι σημαντική για το Ακρωτήρι ενώ για την Κίσαμο είναι σημαντικότερη η συμβολή των κοντινών ρηγματών επιφανειακών σεισμών.

ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΗ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

Για τη στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από σενάρια σεισμών στην περιοχή ενδιαφέροντος εφαρμόστηκε η μεθοδολογία που πρότειναν οι Beresnev and Atkinson (1997). Η μεθοδολογία αυτή, που έχει τις βάσεις της στη στοχαστική μέθοδο που πρότεινε ο Boore (1983), λαμβάνει υπόψη τις πεπερασμένες διαστάσεις των σεισμικών πηγών, το αποτέλεσμα των οποίων είναι ιδιαίτερα σημαντικό για τη διαμόρφωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης στο κοντινό πεδίο. Η μεθοδολογία των Beresnev and Atkinson (1997) έχει εφαρμοστεί ευρέως από σημαντικό αριθμό επιστημόνων και σε διάφορα σεισμοτεκτονικά περιβάλλοντα (πχ. Hough et al., 2002; Erdik and Durukal 2003; Singh et al. 2003).

Στη στοχαστική μέθοδο προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, το φάσμα της σεισμικής κίνησης αποκτά ιδιαίτερη βαρύτητα καθώς είναι αυτό το οποίο εμπεριέχει τη φυσική της σεισμικής διάρρηξης και της κυματικής διάδοσης από την περιοχή της εστίας μέχρι τη θέση παρατήρησης. Γενικά, το φάσμα Fourier ενός σεισμικού σήματος $\{A(\omega)\}$ σε ορισμένη απόσταση R από τη σεισμική εστία μπορεί να αναπαρασταθεί από το γινόμενο του φάσματος της σεισμικής πηγής $\{S(\omega)\}$ και ορισμένων άλλων συναρτήσεων που περιγράφουν με απλουστευμένο τρόπο τα αποτελέσματα του δρόμου διάδοσης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση καταγραφής.

Η εφαρμοζόμενη μεθοδολογία προϋποθέτει τη θεώρηση μιας παραλληλεπίπεδης ρηξιγενούς επιφάνειας, η οποία διαιρείται σε ορισμένο αριθμό τμημάτων. Κάθε ένα από τα τμήματα αυτά θεωρείται ως σημειακή σεισμική πηγή με φάσμα της μορφής ω^{-2} (Brune, 1970, 1971). Η διάρρηξη ξεκινά από ορισμένο τμήμα και διαδίδεται κυκλικά, ενεργοποιώντας σταδιακά τις σημειακές υπο-πηγές επάνω στην πεπερασμένη ρηξιγενή επιφάνεια. Τα αποτελέσματα του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων (ελαστική και ανελαστική απόσβεση) και των τοπικών εδαφικών συνθηκών συνυπολογίζονται μέσω εμπειρικών σχέσεων απόσβεσης και συντελεστών ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης. Τα κυματικά πεδία που ακτινοβολούνται από τις διάφορες υπο-πηγές αθροίζονται τελικά στη θέση ενδιαφέροντος, αφού πρώτα έχουν ληφθεί υπόψη κατάλληλες χρονικές καθυστερήσεις για τη διάδοσή τους. Περιγραφή της θεωρίας της εφαρμοζόμενης μεθοδολογίας και των σχετικών παραμέτρων που πρέπει να οριστούν κατά την εφαρμογή της παρατίθενται στις εργασίες των Beresnev and Atkinson (1997, 1998, 1999, 2001a,b).

Συνοπτικά οι τιμές των παραμέτρων της στοχαστικής μεθοδολογίας που υιοθετήθηκαν στην παρούσα εργασία είναι οι εξής:

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΣΥΜΒΟΛΟ	ΤΙΜΗ
Βάθος πάνω άκρου ρήγματος	h	2.0 km
Πτώση τάσης	stress	50 bars
Αριθμός σημείων για FFT (δύναμη του 2)	leng1	4096
Διάστημα δειγματοληψίας χρονοσειρών	dt	0.005 sec
Ταχύτητα διάδοσης των S-κυμάτων στο φλοιό	beta	3.3 km/sec
Πυκνότητα φλοιού	rho	2.72 gr/cm ³
Παράμετρος ελέγχου έντασης της ακτινοβολίας	sfact	1.2 – 1.8
Παράμετρος επιλογής φίλτρου	ikap	1 ("kappa" filter)
Παράμετρος κ_0	kappa	0.044 (Klimis et al., 1999)
Παράμετροι του μοντέλου απόσβεσης $Q(f)=Q_0*f**eta$	Q_0	100.0
	eta	0.8 (Hatzidimitriou, 1993, 1995)
Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς	igeom	0 (μοντέλο 1/r)
Παράμετροι μοντέλου διάρκειας	rmin	40.
	durmin	0.
Παράμετρος επιλογής συνάρτησης μορφοποίησης	iwind	1 (Saragoni-Hart window)
Παράμετροι φάσματος απόκρισης	nfreq	20
	freq1	0.1
	freq2	20.
Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης	damp	0.05
Ενίσχυση τοπικών εδαφικών συνθηκών	nampr1	Εμπειρικοί συντελεστές ενίσχυσης για συμπαγές έδαφος ($360 \leq V_{s30} \leq 760$, Klimis et al., 1999)
Παράμετρος επιλογής μοντέλου ολίσθησης	islip	30 τυχαία μοντέλα

Από το σύνολο των παραμέτρων που χρησιμοποιούνται για τη στοχαστική προσομοίωση αυτές οι οποίες δεν είναι «a priori» γνωστές για μελλοντικούς σεισμούς είναι η θέση του μελλοντικού υποκέντρου, η οποία θεωρείται ότι ταυτίζεται με το σημείο έναρξης της διάρρηξης, η κατανομή της ολίσθησης στο σεισμογόνο ρήγμα και η ένταση της υψίσυχνης ακτινοβολίας η οποία εξαρτάται από την τιμή της παραμέτρου *sfact*. Για την τελευταία παράμετρο χρησιμοποιήθηκε η εμπειρική μέση τιμή (*sfact*=1.5), την οποία πρότειναν οι Beresnev and Atkinson (2001a). Για τις άλλες δυο παραμέτρους εξετάστηκε μεγάλος αριθμός σεναρίων και με βάση τα σενάρια αυτά υπολογίστηκε ο μέσος όρος του φάσματος απόκρισης για κάθε θέση. Συγκεκριμένα εξετάστηκαν όλες οι πιθανές θέσεις του μελλοντικού υποκέντρου (δηλαδή ο αριθμός σεναρίων για τη συγκεκριμένη παράμετρο ισούται με τον αριθμό των τμημάτων στα οποία έχει διαιρεθεί το μοντέλο της σεισμικής πηγής) και 30 τυχαία μοντέλα κατανομής της ολίσθησης για κάθε πηγή. Κατά συνέπεια, τα φάσματα απόκρισης που τελικά προτείνονται προκύπτουν ως μέσοι όροι αρκετών εκατοντάδων προσομοιώσεων για κάθε θέση.

Εκτός από τις προηγούμενες παραμέτρους, οι οποίες παραμένουν σταθερές για το σύνολο των προσομοιώσεων, για κάθε σεισμική πηγή πρέπει να οριστούν οι διαστάσεις της και ο αριθμός των τμημάτων στα οποία διαιρείται. Για τον υπολογισμό των διαστάσεων των υποτιθέμενων σεισμικών πηγών χρησιμοποιήθηκαν οι εμπειρικές σχέσεις που προτάθηκαν από τους Parazachos et al. (2004), οι οποίες αποτελούν συνάρτηση του μεγέθους σεισμικής ροπής. Τα εξεταζόμενα μεγέθη σχεδιασμού, με βάση τα οποία καθορίστηκαν και οι διαστάσεις των πηγών στα σενάρια στοχαστικής προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, βασίζονται στα αποτελέσματα της πιθανολογικής εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας στην περιοχή της Δυτικής Κρήτης.

Για τον καθορισμό του αριθμού των υποπηγών (subfaults) χρησιμοποιήθηκε η εμπειρική σχέση των Beresnev and Atkinson (1999):

$$\log \Delta l = 0.4M - 2 \quad (8)$$

όπου Δl είναι το μήκος κάθε υποπηγής και θεωρείται $\Delta l = \Delta w$. Ο αριθμός των υποπηγών κατά μήκος της παράταξης, N_L , και κατά μήκος της κλίσης, N_w , του ρήγματος υπολογίζεται τελικά από τις σχέσεις:

$$\begin{aligned} N_L &= \frac{L}{\Delta l} \\ N_w &= \frac{w}{\Delta w} \end{aligned} \quad (9)$$

Οι Beresnev and Atkinson (1997) πρότειναν η τιμή της πτώσης τάσης να διατηρείται σταθερή ίση με 50 bars η οποία είναι ίση με τη μέση τιμή των 50 bars που υπολόγισαν οι Kanamori and Anderson (1975).

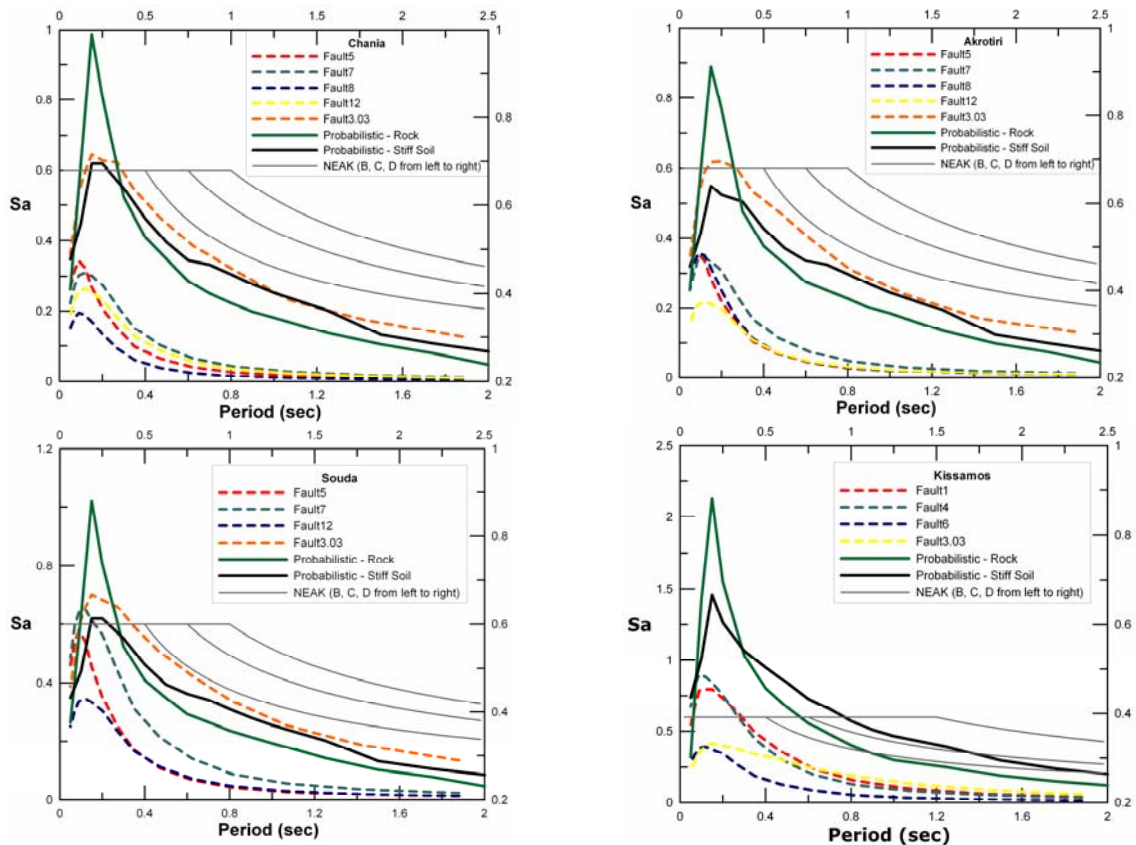
Ο "Πίνακας 2" δίνει τις τιμές των παραμέτρων της γεωμετρίας των μοντέλων των πηγών που εξετάστηκαν [παράταξη (strike), γωνία κλίσης (dip), μήκος (L), πλάτος (w), αριθμός

υποπηγών κατά μήκος της παράταξης (N_L) και κατά μήκος της κλίσης (N_w) για κάθε μια από τις θέσεις ενδιαφέροντος.

Πίνακας 2. Γεωμετρία των ρηγμάτων που χρησιμοποιήθηκε στις στοχαστικές προσομοιώσεις και μέγεθος (M) των σεισμών για τα διάφορα σενάρια.

Θέση	Κωδικός Ρήγματος	M	Παράταξη (η) ($^\circ$)	Κλίση ($^\circ$)	L (Km)	w (Km)	N_L	N_w
Κίσσαμος	1	5.6	199	59	9	7	5	4
	4	5.2	236	76	6	6	5	5
	6	5.1	87	86	5	5	4	5
	3.03	7.1	307	17	49	19	7	3
Μύθημα	1	5.6	199	59	9	7	5	4
	2A	4.6	188	45	3	4	4	6
	3	4.3	234	68	2	3	4	6
	4	5.2	236	76	6	6	5	5
	6	5.1	87	86	5	5	4	5
	12	5.2	69	86	6	6	5	5
	3.03	7.0	307	17	44	18	7	3
Κολυμβάρι	1	5.6	199	59	9	7	5	4
	2A	4.6	188	45	3	4	4	6
	4	5.3	236	76	6	6	5	5
	6	5.1	87	86	5	5	4	5
	12	5.2	69	86	6	6	5	5
	3.03	7.1	307	17	49	19	7	3
Βουκολιές	1	5.6	199	59	9	7	5	4
	2A	4.6	188	45	3	4	4	6
	4	5.3	236	76	6	6	5	5
	6	5.1	87	86	5	5	4	5
	12	5.1	69	86	5	5	4	5
	3.03	7.0	307	17	44	18	7	3
Πλατανιάς	5	4.6	280	80	3	4	4	6
	12	5.1	69	86	5	5	4	5
	3.03	7.3	307	17	62	22	7	3
N. Κυδώνια	5	4.6	280	80	3	4	4	6
	12	5.1	69	86	5	5	4	5
	3.03	7.5	307	17	78	25	8	3
Θερισσώ	5	4.6	280	80	3	4	4	6
	7	5.1	349	79	5	5	4	5
	12	5.1	69	86	5	5	4	5
	3.03	7.6	307	17	87	27	8	2
E. Βενιζέλος	5	4.6	280	80	3	4	4	6
	7	5.1	349	79	5	5	4	5
	12	5.1	69	86	5	5	4	5
	3.03	7.6	307	17	87	27	8	2

Χανιά	5	4.6	280	80	3	4	4	6
	7	5.1	349	79	5	5	4	5
	8	4.7	146	70	3	4	4	5
	12	5.1	69	86	5	5	4	5
	3.03	7.6	307	17	87	27	8	2
Ακρωτήρι	5	4.6	280	80	3	4	4	6
	7	5.1	349	79	5	5	4	5
	8	4.7	146	70	3	4	4	5
	12	5.1	69	86	5	5	4	5
	3.03	7.7	307	17	98	29	8	2
Σούδα	5	4.6	280	80	3	4	4	6
	7	5.1	349	79	5	5	4	5
	12	5.1	69	86	5	5	4	5
	3.03	7.6	307	17	87	27	8	2



Σχήμα 16. Σύγκριση των μέσων πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης (πιθανολογική μέθοδος) τα οποία παριστάνονται με συνεχείς γραμμές για δύο εδαφικές συνθήκες με τα φάσματα απόκρισης τα οποία προέκυψαν από την αιτιοκρατική προσέγγιση (διακεκομμένες γραμμές). Τα φάσματα σχεδιασμού κατά ΕΑΚ 2000 δίνονται επίσης.

Για κάθε έδρα των 11 Δήμων υπολογίστηκαν τα μέσα φάσματα απόκρισης (για απόσβεση 5% και εδαφικές συνθήκες “βράχου” & “δύσκαμπτου εδάφους”) της στοχαστικής

μεθοδολογίας και τα αποτελέσματα συγκρίθηκαν με τα αντίστοιχα αποτελέσματα της πιθανολογικής μεθόδου. Ενδεικτικά στο σχήμα 16 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των στοχαστικών προσομοιώσεων για τα Χανιά, το Ακρωτήριο, τη Σούδα και τη Κίσαμο.

Επιπρόσθετα, για κάθε θέση παρουσιάζονται συγκριτικά τα στοχαστικά μέσα ελαστικά φάσματα απόκρισης (απόσβεση 5%) που υπολογίστηκαν για κάθε μια από τις εξεταζόμενες σεισμικές πηγές των επιφανειακών σεισμών (με σικτές καμπύλες), μαζί με τα αντίστοιχα μέσα πιθανολογικά ελαστικά φάσματα απόκρισης (έγχρωμες συνεχείς καμπύλες) και τα φάσματα σχεδιασμού κατά ΕΑΚ2000 (γκρίζες συνεχείς καμπύλες - ελαστικά φάσματα θεωρώντας συντελεστή $\beta_0=2.5$). Όλα τα σενάρια τα οποία εξετάστηκαν είναι αυτά που έχουν προκύψει από την απο-άθροιση της πιθανολογικής εκτίμησης σεισμικής επικινδυνότητας και το εξεταζόμενο τμήμα του ρήγματος είναι το πλησιέστερο στην εξεταζόμενη θέση, προσέγγιση σχετικά συντηρητική, αφού οι υπολογισμοί αναφέρονται (στατιστικά) στο κέντρο του σεισμικού ρήγματος. Για τα στοχαστικά φάσματα των σεισμών ενδιαμέσου βάθους απαιτείται διαφορετική προσέγγιση λόγω της πολυπλοκότητας της δομής με τη χρήση 3D μοντέλων το οποία είναι εκτός του σκοπού της εργασίας αυτής. Σημειώνεται ότι σε όλα τα σχήματα τα μήκη των ρηγμάτων τα οποία λήφθηκαν υπόψη αντιστοιχούν στο αντίστοιχο σενάριο από την απο-άθροιση της πιθανολογικής εκτίμησης σεισμικής επικινδυνότητας και σε καμία περίπτωση στο δυσμενέστερο σενάριο από το συγκεκριμένο ρήγμα.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα αποτελέσματα της εργασίας έδειξαν ότι η περιοχή της δυτικής Κρήτης (Ν. Χανίων) κυριαρχείται από κανονικά ρήγματα λόγω των πολύ έντονων εφελκυστικών τάσεων που ασκούνται εκεί. Αυτό φαίνεται καθαρά από τους μηχανισμούς γένεσης τόσο των μικρών σεισμών, οι οποίοι στην πλειοψηφία τους έχουν τον T- άξονα σχεδόν οριζόντιο με A-Δ παράταξη, όσο και των λίγων ισχυρότερων ($M \geq 5.0$) επιφανειακών σεισμών για τους οποίους είναι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης. Τα κανονικά αυτά ρήγματα τα οποία παρατηρούνται στη Δυτική Κρήτη, με βάση τα σεισμολογικά δεδομένα, βρίσκονται σε εξαιρετική συμφωνία με τα υπάρχοντα γεωλογικά και μορφολογικά χαρακτηριστικά, αλλά και τα άλλα γεωφυσικά δεδομένα. Η εξαιρετική αυτή συμφωνία νεοτεκτονικών-σεισμολογικών δεδομένων, τόσο σε σχέση με το γενικότερο πεδίο τάσεων, όσο και σε σχέση με το μηχανισμό λειτουργίας συγκεκριμένων ρηγμάτων επέτρεψε τη χρήση των νεοτεκτονικών αποτελεσμάτων για τη αιτιοκρατική προσομοίωση αλλά και την πιθανολογική ανάλυση σε περιοχές όπου τα σεισμολογικά στοιχεία ήταν περιορισμένα, όπως συμβαίνει κυρίως στο ανατολικό τμήμα του Ν. Χανίων.

Στην ευρύτερη περιοχή έντονη είναι η παρουσία ανάστροφων ρηγμάτων μικρής γωνίας κλίσεως ($\sim 10^\circ$) νοτιοδυτικά της Κρήτης και σε βάθη μεγαλύτερα αυτών των κανονικών, αλλά και ανάστροφων ρηγμάτων με μεγαλύτερες γωνίες κλίσεως στα μεγαλύτερα βάθη. Τα ρήγματα αυτά εκτείνονται κατά μήκος του δυτικού τμήματος του Ελληνικού τόξου (στη συγκεκριμένη περιοχή). Ένα τέτοιο ρήγμα ήταν υπεύθυνο για τον καταστροφικό σεισμό του 365 π.Χ με μέγεθος $M 8.3$, το οποίο είναι και το μεγαλύτερο ιστορικό σεισμικό γεγονός στο χώρο του Αιγαίου.

Τα κανονικά ρήγματα της ευρύτερη περιοχής εκτείνονται και βορειότερα από την περιοχή της

δυτικής Κρήτης δημιουργώντας μια ζώνη με διεύθυνση περίπου ΒΔ-ΝΑ που εκτείνεται από τα Κύθηρα έως και το κεντρικό τμήμα της δυτικής Κρήτης. Στον έντονο εφελκυσμό οφείλονται πολλές γεωμορφολογικές δομές της περιοχής.

Πολύ σημαντικό ρόλο στην ευρύτερη περιοχή έχουν και οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους. Η επίδραση των σεισμών αυτών στις νότιες περιοχές της Ελλάδας αλλά και ολόκληρης της ανατολικής Μεσογείου είναι ιδιαίτερα σημαντική. Αυτό συμβαίνει γιατί η απόσβεση των σεισμικών κυμάτων προς το νότο είναι πολύ μικρότερη από ότι προς το βορρά, λόγω της απόσβεσης της «σφήνας» μανδύα πάνω από την καταδυόμενη λιθόσφαιρα (σχήμα 2). Τα σεισμικά κύματα διαδίδονται μέσω του πιο «κρύου» και χαμηλότερης απόσβεσης (υψηλός παράγοντας ποιότητας, Q) υλικού της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας της Α. Μεσογείου με αποτέλεσμα να έχουν σημαντική επίδραση στην Κρήτη και γενικά στις περιοχές του εξωτερικού Ελληνικού τόξου.

Τα παραπάνω σεισμοτεκτονικά στοιχεία χρησιμοποιήθηκαν για τον πιθανολογικό υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας χρησιμοποιώντας μέγιστες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης και αντίστοιχες τιμές φασμάτων απόκρισης. Τα αποτελέσματα ελέγχθηκαν (τουλάχιστον για την πόλη των Χανίων για την οποία υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα) με τις παρατηρούμενες μακροσεισμικές εντάσεις από τη κοινή βάση δεδομένων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του ΑΠΘ και του ΙΤΣΑΚ. Με βάση τα αποτελέσματα αυτά και από την απο-άθροιση της εκτίμησης σεισμικής επικινδυνότητας υπολογίστηκαν αντίστοιχα αιτιοκρατικά σενάρια και αιτιοκρατικά φάσματα απόκρισης για την έδρα του κάθε Δήμου. Τα αποτελέσματα από την αιτιοκρατική και από την πιθανολογική εκτίμηση βρίσκονται σε καλή συμφωνία, που επιβεβαιώνει την ορθότητα της προσέγγισης.

Με βάση τα αποτελέσματα αυτά μπορούμε να πούμε ότι σε σχέση με τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους, οι δυτικοί Δήμοι (Κισσάμου, Μυθήμνης, Κολυμπαρίου, Βουκολιών) επηρεάζονται κυρίως από τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους του ρήγματος D₂ (περιοχή Κυθήρων, σχήμα 11) ενώ οι ανατολικότεροι Δήμοι (Πλατανιά, Ν. Κυδονίας, Θερίσσου, Βενιζέλου, Χανίων και Ακρωτηρίου) από τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους του ρήγματος D₃ (περιοχή κεντρικής Κρήτης, σχήμα 2B). Σε σχέση με τους σεισμούς επιφανείας, οι δυτικοί Δήμοι επηρεάζονται σχεδόν αποκλειστικά (για τα αποτελέσματα τα οποία αντιστοιχούν σε μέση περίοδο επανάληψης 475 ετών, όπως και στον ΕΑΚ2000) από το μεγάλο ανάστροφο ρήγμα νοτιοδυτικά της Κρήτης (σχήμα 2α) για ένα τυπικό σεισμό με μέγεθος M>7.0. Η σεισμική επικινδυνότητα των πιο ανατολικών δήμων επηρεάζεται από κοντινούς επιφανειακούς σεισμούς που προέρχονται από γειτονικά κανονικά ρήγματα (Σχήμα 3). Στους δυτικούς Δήμους (Κισσάμου, Μυθήμνης, Κολυμπαρίου, Βουκολιών) είναι εμφανής η ισχυρή επίδραση των κανονικών ρηγμάτων και κυρίως αυτού της Δυτικής Κρήτης, ιδίως στο Δήμο Κισσάμου. Οι δυτικότεροι Δήμοι του Νομού Χανίων (Κισσάμου και Μυθήμνης) παρουσιάζουν την υψηλότερη σεισμική επικινδυνότητα, τόσο σε σχέση με τις μέγιστες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης, όσο και σε σχέση με τις αντίστοιχες φασματικές τιμές από την πιθανολογική εκτίμηση. Τα αποτελέσματα αυτά επιβεβαιώνονται και από την αιτιοκρατική προσέγγιση και οφείλονται προφανώς στην προαναφερθείσα εγγύτητα των Δήμων αυτών στο μεγάλο κανονικό ρήγμα της Δυτικής Κρήτης. Αρκετά υψηλές τιμές παρουσιάζουν και μερικοί από τους Ανατολικούς Δήμους, λόγω της εγγύτητας τους σε μεγάλο αριθμό ρηγμάτων, χαμηλής όμως σεισμικότητας (ρήγματα 5, 7, 8, 9, 10, 11).

Γενικά, τα επίπεδα σεισμικής επικινδυνότητας τόσο σε σχέση με τις μέγιστες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης, όσο και σε σχέση με τις αντίστοιχες φασματικές τιμές από την πιθανολογική και αιτιοκρατική εκτίμηση είναι μεγαλύτερα από αυτά της αναθεωρημένης έκδοσης του ΕΑΚ2000, (240cm/sec^2 για τη Ζώνη 2 στην οποία ανήκει η περιοχή), με μόνο τις περιοχές Κολυμπαρίου, Πλατανιά και Βουκολίων να έχουν συγκρίσιμες τιμές και τους άλλους Δήμους να εμφανίζουν έως και 50% (Δήμος Κισσάμου) μεγαλύτερες μέγιστες τιμές επιτάχυνσης. Αυτό οφείλεται, προφανώς, στον γενικό χαρακτήρα των ζωνών του ΕΑΚ (2000) και της αναθεωρημένης έκδοσης του (ΕΑΚ 2002) και στην ομαδοποίηση που γίνεται στις αντίστοιχες θέσεις κάθε ζώνης για την οποία γίνονται οι αντίστοιχοι υπολογισμοί. Οι διαφορές είναι μεγαλύτερες για τα αντίστοιχα φάσματα απόκρισης, για όλες τις θέσεις, όμως αυτή η διαφορά είναι πλασματική, αφού τα αντίστοιχα κανονιστικά φάσματα έχουν διαφορετική φιλοσοφία από τα απλά ελαστικά φάσματα απόκρισης, πιθανολογικά ή αιτιοκρατικά. Σε κάθε περίπτωση, τα αντίστοιχα ελαστικά φάσματα μπορεί να χρησιμοποιηθούν από ειδικούς μηχανικούς για την πρόταση κατάλληλων (σε ορισμένες περιπτώσεις μεγαλύτερων σε τιμές) φασμάτων σχεδιασμού ειδικά για κρίσιμες κατασκευές, λαμβάνοντας υπ' όψη και την ανελαστική συμπεριφορά της κατασκευής (π.χ. τυπικό $q=2.5$).

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Το μεγαλύτερο μέρος αυτής της εργασίας εκπονήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος “Νεοτεκτονική και Σεισμοτεκτονική Έρευνα-Μελέτη της Ευρύτερης Περιοχής της Βόρειας Ζώνης του Νομού Χανίων Κρήτης” με επιστημονικό υπεύθυνο τον καθηγητή Δημοσθένη Μουντράκη του Τομέα Τεκτονικής-Στρωματογραφίας του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. με χρηματοδότηση από διαδημοτική συνεργασία 11 Δήμων χωρίς τη στήριξη των οποίων τα σημαντικά, νομίζουμε, ερευνητικά της αποτελέσματα δεν θα είχαν παραχθεί.

Ιδιαίτερα πρέπει να τονιστεί η αμέριστη βοήθεια και συνεχής παρότρυνση του Δρ. Πολιτικού. Μηχανικού Παύλου Παυλάκη. Επίσης ιδιαίτερες ευχαριστίες εκφράζονται επίσης και στους κ.κ. Χρήστο Ριζιώτη MSc Τοπογράφο Μηχανικό, Χρήστο Γιακουμάκη από τον Δήμο Χανίων, Νικόλαο Ξυνίδη, τ. Πρόεδρο του ΤΕΕ Δ. Κρήτης και Δημήτρη Διαμαντάκη Μεταλλειολόγο Μηχανικό-μελετητή για τη βοήθειά τους στη συλλογή στοιχείων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Anagnos T. and Kiremidjian A.S (1984), “Stochastic time-predictable model for earthquake occurrences”. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, pp. 2593-2611.
- Beresnev I. A. and Atkinson G. M. (1997), “Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum”, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, pp. 67 – 84.
- Beresnev I. A. and Atkinson G. M. (1998), “FINSIM – a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults”, *Seism. Res. Lett.* 69, pp. 27 – 32.
- Beresnev I. A. and Atkinson G. M. (1999), “Generic finite-fault model for ground-motion prediction in eastern North America”, *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, pp. 608 – 625.

- Beresnev I. and Atkinson G. (2001a), "Subevent structure of large earthquakes – A ground motion perspective", *Geophys. Res. Lett.* 28, pp. 53 – 56.
- Beresnev I. and Atkinson G. (2001b), "Correction to "Subevent structure of large earthquakes – A ground motion perspective", *Geophys. Res. Lett.* 28, pp. 4663.
- Bohnhoff M., Makris J., Papanikolaou D., Stavrakakis G. (2001), "Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data", *Tectonophysics*, 343, pp. 239-262.
- Bonneau M. (1976), "Esquise structurale de la Crete alpine", *Bul. Soc. Geol. France*, 18, pp. 351-353.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, pp. 1865 – 1894.
- Brune, J. N. (1970), "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes", *J. Geophys. Res.* 75, pp. 4997 – 5009.
- Brune, J. N. (1971), "Correction", *J. Geophys. Res.* 76, pp. 5002.
- Chabalier B. J., Lyon-Caen H., Zollo A., Deschamps A., Bernard P. and Hatzfeld D. (1992), "A detailed analysis of microearthquakes in western Crete from digital three-component seismograms", *Geophys. J. Int.*, 110, pp. 347-360.
- Cornell, C.A. (1968), "Engineering seismic risk analysis", *Bull Seism. Soc. Am.*, 58, pp.1583-1606.
- Creutzburg N., and Seidel E. (1975), "Zum Stand der Geologie des Praeneogens auf Kreta", *N. Jahrb. Geol. Palaeont. Abh.*, 149, pp.363-383.
- Erdik M. and Durukal E. (2003), "Simulation modelling of strong ground motion", In *Earthquake Engineering Handbook*, W. F. Chen and C. Scawthorn (Editors), CRC Press, Boca Raton, Florida, 6, pp. 16-67.
- Fassoulas Ch., Kiliass A., and Mountrakis D. (1994), "Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low temperature rocks in the island of Crete, Greece", *Tectonics*, 13, pp. 127-138.
- FRISK88M (1995), "User's Manual, ver. 1.70", *Risk Engineering Inc.*, Boulder CO., 69pp, 2 Appendixes.
- Gephart, J. W. and Forsyth D. W. (1984), "An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence", *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 9305-9320.
- Gutenberg, B. and Richter C.F. (1944), "Frequency of earthquakes in California", *Bull. Seism. Soc. Am*, 34, pp. 185-188.
- Hatzfeld, D., Besnard M., Makropoulos K. and Hatzidimitriou P. (1993), "Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications", *Geophys. J. Int.*, 115, pp. 799-818.
- Hatzidimitriou P. M. (1993), "Attenuation of coda waves in Northern Greece", *Pure and Appl. Geophys.* 140, pp. 63 – 78.
- Hatzidimitriou P. M. (1995), "S-wave attenuation in the crust in Northern Greece", *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, pp. 1381 – 1387.
- Hough S. E., Martin S., Bilham R. and Atkinson G. M. (2002), "The 26 January 2001 *M* 7.6 Bhuj, India earthquake: observed and predicted ground motions", *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 2061–2079.
- Jolivet L., Goffe B., Monie P., Truffert-Luxey C., and Bonneau M. (1996), "Miocene

- detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks”, *Tectonics*, 15, pp. 1129-1153.
- Jost L. M., Knabenbauer O., Cheng J. and Harjes H-P (2002), “Fault plane solutions of microearthquakes and small events in the Hellenic arc”, *Tectonophysics*, 356, pp. 87-114.
- Kanamori, H. and Anderson D. L. (1975), “Theoretical basis of some empirical relations in seismology”, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, pp. 1073 – 1095.
- Killias A., Falalakis G., and Mountrakis D. (1999), “Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic Hinterland (Macedonia, Greece)”, *Intern. J. of Earth Scien.*, 88, pp. 513-531.
- Klimis N. S., Margaritis B. N. and Koliopoulos P. K. (1999), “Site dependent amplification functions and response spectra in Greece”, *J. Earthq. Engin.* 3, pp. 237 – 247.
- Μάργαρης, Β.Ν. (1994), “Αζιμουθιακή εξάρτηση των σεισμικών κυμάτων στον ελληνικό χώρο και επίδραση της στη σεισμική επικινδυνότητα”, *Διδ. Διατριβή, Παν. Θεσσαλονίκης*, σελ. 324.
- Μάργαρης Β., Παπαζάχος Κ., Παπαϊωάννου Χρ., Θεοδουλίδης Ν., Καλογεράς Ι. και Σκαρλατούδης Α. (2001), “Εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης της οριζόντιας ισχυρής κίνησης των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου”, *Πρακτ. 2^ο Συνεδρ. Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας, Θεσσαλονίκη 28-30 Νοεμβρίου 2001*, Α, σελ. 27-36.
- Μουντράκης, Δ. [επιστημονικώς υπεύθυνος] (2004). Τελική έκθεση του Προγράμματος: Νεοτεκτονική-Σεισμοτεκτονική Έρευνα-Μελέτη της ευρύτερης περιοχής της Βόρειας ζώνης του Νομού Χανίων Κρήτης. *Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ*, σελ. 234 & 5 Παραρτήματα.
- Παπαϊωάννου, Χρ. Α. (1984), “Απόσβεση των σεισμικών εντάσεων και σεισμική επικινδυνότητα στον Ελληνικό χώρο”, *Διδακτ. Διατρ. Πανεπ. Θεσ/νίκης*, σελ. 200.
- Paparioannou, Ch. A. and B.C. Papazachos (2000): Time-independent and time-dependent seismic hazard in Greece based on seismogenic sources. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, pp. 22-33.
- Papazachos, B.C. (1990), “Seismicity of the Aegean and surrounding area”, *Tectonophysics*, 178, pp. 287-308.
- Papazachos, B.C. and Delibassis N.D. (1969), “Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece”, *Tectonophysics*, 7, pp.231-255.
- Papazachos, B.C. and Comninakis P.E. (1970), “Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge”, *Com. Ren. des Seances de la Conference Reunie a Madrid*, 1969, 16, pp. 74-75.
- Papazachos, B.C. and Comninakis P.E. (1971), “Geophysical and tectonic features of the Aegean arc”, *J.Geophys. Res.*, 76, pp. 8517-8533.
- Papazachos, B.C. and Papazachou C.B. (1997), “The earthquakes of Greece, 1st Edition”, *Ziti Publ. Thessaloniki, Greece*, 304 pp.
- Παπαζάχος, Β.Κ. και Παπαζάχου Κ.Β. (2003), “Σεισμοί της Ελλάδας, 3η Έκδοση”, *Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη*, σελ. 286.
- Papazachos, B.C., Karakostas, B., Papazachos, C.B., and Scordilis, E. M. (2000). “The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics of the Hellenic Arc”, *Tectonophysics*, 319, pp. 275-300.

- Παπαζάχος Β.Κ., Μουντράκης Δ.Μ., Παπαζάχος Κ.Β., Τρανός Μ.Δ., Καρακαΐσης Γ.Φ. και Σαββαΐδης Α.Σ. (2001), “Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από τον 5ο αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα”, 2ο Π. Σ. Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας, Τ.Ε.Ε., Θεσσαλονίκη, 28-30 Σεπτεμβρίου 2001, 1, σελ. 17-26.
- Papazachos B., Scordilis E., Panagiotopoulos D., Papazachos C. and Karakaisis G. (2004), “Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes”, *Abstract volume of the 10th Congress of the Geological Society of Greece*, 15 – 17 April, Thessaloniki, pp. 539 - 540.
- Papazachos C. B. and Kiratzi, A.A. (1992), “A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece”, *Geophys. J. Int.*, 111, pp. 424 - 432.
- Papazachos C.B. and Nolet G. P. (1997), “P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times”, *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 8349-8367.
- Papazachos, C.B. and Ch. A. Papaioannou (1997), “The macroseismic field of the Balkan area”, *J. Seismology*, 1, pp. 181-201.
- Seidel E., Kreuzer H., and Harre W. (1982), “A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the external Hellenides”, *Geol. Jahrb.*, E 23, pp. 165-206.
- Sieberg A. (1932), Untersuchungen über Erbeben und Bruchschollen - bau im ostlechen Mittelmeergebiet. *Medizinisch-Naturwiss. Geszu Jena Denkschriften*, 18, 2 leif.
- Singh S. K., Bansal B. K., Bhattacharya S. N., Pacheco J. F., Dattatrayam R. S., Ordaz M., Suresh G., Kamal and Hough S. E. (2003). “Estimation of ground motion for Bhuj (26 January, 2001; Mw 7.6) and for future earthquakes in India”, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, pp. 353–370.
- Spakman W., (1988), “Upper mantle delay time tomography with an application to the collision zone of the Eurasian, African and Arabian plates”, *Ph.D. Thesis, Univ. of Utrecht*, 53, 200pp.
- Theodulidis N. and Papazachos B. (1990), “Strong motion from intermediate depth subduction earthquakes and its comparison with that of shallow earthquakes in Greece”, *Proc. XXII Gen. Assembly ESC, Barcelona 1990*, II, pp. 857-864.
- Theodulidis N. and Papazachos B. (1994), “Dependence of strong ground motion on magnitude-distance, site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece: II, Peak horizontal pseudovelocity”, *Soil Dyn. Earth. Eng.*, 13, pp. 317-343.