

# Μελέτη της ισχυρής εδαφικής κίνησης στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας με την ευκαιρία των σεισμών της Πάρνηθας (1999) και των Κυθήρων (2006) Study of the strong ground motion in the broader area of Athens based on the earthquakes of Parnitha (1999) and of Kythira (2006)

# Ιωάννης ΚΑΛΟΓΕΡΑΣ<sup>1</sup>, Νικόλαος ΜΕΛΗΣ<sup>2</sup>, Κωνσταντίνος ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΥ<sup>3</sup> και Γεώργιος ΣΤΑΥΡΑΚΑΚΗΣ<sup>4</sup>

**ΠΕΡΙΛΗΨΗ**: Η πόλη της Αθήνας έχει θεωρηθεί από τους μελετητές ότι βρίσκεται σε μια περιοχή χαμηλής σεισμικότητας. Ωστόσο, αφενός η γειτνίαση με σεισμογόνους χώρους υψηλής σεισμικότητας, αφετέρου η πολεοδομική ανάπτυξη της πόλης προς αυτές τις περιοχές, καθιστά επιτακτική τη συνεχή μελέτη και βελτίωση των όρων της σεισμικής επικινδυνότητας. Παραδείγματα της ανάγκης αυτής αποτελούν δύο σχετικά πρόσφατοι σεισμοί, αυτός της Πάρνηθας (7/9/1999, M=5.9) και αυτός των Κυθήρων (8/1/2006, M=6.7), με εντελώς διαφορετικά χαρακτηριστικά από άποψη σεισμοτεκτονικής και συνεπειών για την ευρύτερη περιοχή της Αθήνας.

Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιούνται διαθέσιμες παρατηρήσεις από τις βάσεις δεδομένων του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου για να εξαχθούν χρήσιμα συμπεράσματα που βελτιώνουν τις γνώσεις του επιστημονικού κόσμου για την τεχνική σεισμολογία σε μια περιοχή όπου βρίσκεται συγκεντρωμένο ένα υψηλό ποσοστό της κοινωνικής, οικονομικής και βιομηχανικής δραστηριότητας του ελληνικού χώρου. Συγκεκριμένα η χωρική κατανομή των σεισμικών επικέντρων ορίζει περιοχές ιδιαίτερης σεισμικότητας, οι μέγιστες τιμές της εδαφικής κίνησης εξετάζονται σε σχέση με προηγούμενους ισχυρούς σεισμούς του ελληνικού χώρου και πρόσφατες σχέσεις απόσβεσης, ενώ οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις συσχετίζονται με τα γεωλογικο-τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής.

**ABSTRACT**: According to various investigators , the city of Athens lays at an area of relatively low seismicity. However, its adjacency with areas of high seismicity and its urban development - expansion towards these areas, bring up the necessity for a continuous improvement of the seismic hazard regulations. Two recent earthquakes, the Parnitha (07/09/1999) and the Kythira (08/01/2006), with different seismotectonic characteristics and different resulted effects, exhibit this necessity. In the framework of the present study, useful conclusions are extracted towards the improvement of our knowledge on earthquake engineering, using available seismological, strong ground motion and macroseismic observations.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Διευθυντής Ερευνών, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, email: <u>i.kalog@gein.noa.gr</u>

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Κύριος Ερευνητής, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, email: <u>nmelis@gein.noa.gr</u>

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Dep. of Earth Sciences, Institute of Geophysics, National Central University, email: <u>kkonst@cc.ncu.edu.tw</u>

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Διευθυντής Ερευνών, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, email: <u>g.stavr@gein.noa.gr</u>

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η πόλη της Αθήνας αναπτύσσεται στο λεγόμενο λεκανοπέδιο των Αθηνών, το οποίο περιβάλλεται από την Πάρνηθα και το Αιγάλεω προς τα δυτικά, την Πεντέλη προς τα βόρεια και τον Υμηττό προς τα ανατολικά. Εξ αιτίας της πολεοδομικής ανάπτυξης με το πέρασμα του χρόνου, ολόκληρη η χερσόνησος της Αττικής έχει σχεδόν εξ ολοκλήρου οικιστεί, με αποτέλεσμα μικρότεροι δήμοι και κοινότητες να έχουν συνενωθεί δημιουργώντας τη μητροπολιτική περιοχή της Αθήνας και εκτός των παραπάνω ορίων. Ουσιαστικά το 50% του πληθυσμού της επικράτειας συγκεντρώνεται στην Αττική, μαζί με το μεγαλύτερο τμήμα της οικονομικής και βιομηχανικής δραστηριότητας. Ωστόσο η ανάπτυξη της περιοχής ουδόλως έλαβε υπόψη γεωλογικούς και γεωδυναμικούς παράγοντες, αν και η γεωλογία της Αθήνας και της ευρύτερης περιοχής έχει χαρακτηρισθεί από προηγούμενους ερευνητές ως ιδιαίτερα πολύπλοκη (Koukis and Sabatakakis, 2000).

Πιο συγκεκριμένα, το τεκτονικό καθεστώς της Αττικής περιγράφεται από το εφελκυστικό πεδίο του Αιγαίου και το καθεστώς κανονικών ρηγμάτων (Ambraseys and Jackson, 1990; Ganas et al., 2004), και οριοθετείται από τα βυθίσματα του Κορινθιακού κόλπου προς τα δυτικά και του Ευβοϊκού κόλπου προς τα ανατολικά, καθώς επίσης και από τη λεκάνη των Θηβών προς τα βόρεια.

Η γεωλογική δομή (Marinos et al., 1971; Katsikatsos et al., 1986; Robertson et al., 1991) στο βόρειο τμήμα της Αττικής αποτελείται από μη μεταμορφωμένους σχηματισμούς της Πελαγονικής γεωτεκτονικής ζώνης η οποία έχει επωθηθεί στο νότιο και νοτιο-ανατολικό τμήμα της Αττικής πάνω σε σχηματισμούς της Αττικο-κυκλαδικής μάζας (Υμηττός, Πεντέλη).

Οι Koukis and Sabatakakis (2000) κατηγοριοποιούν τους γεωλογικούς σχηματισμούς σε 11 ομάδες ανάλογα με τη λιθολογία τους και τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά, οι οποίες κυμαίνονται από πρόσφατες αποθέσεις στο ιστορικό κέντρο και κατά μήκος του Κηφισού έως χαλαρές παράκτιες αποθέσεις στην παράκτια ζώνη, σχιστόλιθους στο κέντρο της πόλης, και ασβεστόλιθους και μάρμαρα στα περιβάλλοντα όρη. Χαρακτηριστικός σχηματισμός που αναδεικνύει την γεωλογική πολυπλοκότητα της περιοχής είναι ο λεγόμενος Αθηναϊκός σχιστόλιθος με συχνές αλλαγές των λιθολογικών του φάσεων και του βαθμού αποσάθρωσης, με ποικιλία των υλικών από σκληρά πετρώματα έως εδάφη από άποψη σκληρότητας και με πολύπλοκη δομική υφή ρηγματώσεων (Hoek et al., 1998)

Στην παρούσα εργασία αναδεικνύεται η χρησιμότητα των ενόργανων και άλλων σεισμολογικών παρατηρήσεων σε συνδυασμό με τις επικρατούσες απόψεις για τη γεωλογία και την τεκτονική της περιοχής. Η λειτουργική αξιοπιστία των σύγχρονων σεισμογραφικών δικτύων που συνεχώς αναπτύσσονται και η διαχρονική συλλογή μακροσεισμικών παρατηρήσεων έχουν μεγάλη σημασία σε μια περιοχή χαμηλής σεισμικότητας, όπου η κάθε καταγραφή και η κάθε παρατήρηση είναι σπάνιας ερευνητικής αξίας, ιδιαίτερα όταν αποτελούν το υπόβαθρο στο οποίο πρέπει να στηρίζεται μια ασφαλής για τους ανθρώπους και τις κατασκευές πολεοδομική και οικονομική ανάπτυξη.

# ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Η περιοχή της Αθήνας παραδοσιακά θεωρείται ως μια περιοχή χαμηλής σεισμικότητας από άποψη φιλοξενίας σεισμικών επικέντρων (Γαλανόπουλος 1966). Πριν από το σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999, ο μόνος σεισμός με επίκεντρο στην περιοχή της Αττικής που προκάλεσε σημαντικές βλάβες (ένταση VII – VIII βαθμών) ήταν της 20<sup>ης</sup> Ιουλίου 1938 (M=6.0, βόρειες παρυφές Πάρνηθας). Βλάβες βέβαια συνέβησαν κατά διαφόρους χρονικές περιόδους, όπως μαρτυρούν οι παρατηρήσεις σε κιονόκρανα (Sieberg, 1932) και άλλες ιστορικές μαρτυρίες, ακόμα και από σεισμούς γειτονικών περιοχών, όπως από το σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981).

Ωστόσο από την αρχή της εγκατάστασης σεισμογραφικών οργάνων τεκμηριώνεται η ύπαρξη τοπικών κέντρων σεισμικών εστιών: μεταξύ Κηφισιάς και Εκάλης, στις ΒΔ παρυφές της Πάρνηθας, στη νότια παρυφή της Πεντέλης, στη ΝΔ πλευρά της Πάρνηθας, στη βόρεια άκρη της Σαλαμίνας και στη ΒΑ πλευρά του Υμηττού (Galanopoulos, 1955; 1966). Ας σημειωθεί ότι οι παρατηρήσεις αυτές προκύπτουν από σεισμομετρικές παρατηρήσεις των 1-2 εγκατεστημένων σεισμογράφων στον Ελληνικό χώρο την εποχή εκείνη, σε συνδυασμό με λύσεις διεθνών σεισμολογικών κέντρων (BCIS, USCGS).

Χρησιμοποιώντας δεδομένα του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Γ.Ι.) για δυο χρονικές περιόδους προκύπτουν οι χάρτες του σχήματος 1. Ο πρώτος χάρτης αφορά την περίοδο 1950 - 2000 (Papanastassiou et al., 2001) και προκύπτει από το δίκτυο του Γ.Ι. έτσι όπως έχει αναπτυχθεί κατά την περίοδο αυτή (πηγή: μηνιαία δελτία Γ.Ι.): μέχρι το 1957 λειτουργούν σεισμογράφοι μηχανικής αναγραφής στην Αθήνα, οπότε και εγκαθίσταται ένας σεισμογράφος Benioff, ενώ το 1962 εγκαθίσταται ο πρότυπος σταθμός του δικτύου WWSSN. Το 1963 εγκαθίσταται στην Πάτρα ένας σεισμογράφος μηχανικής αναγραφής, ενώ ουσιαστικά μόνο από το 1965 δημιουργείται ένα υποτυπώδες δίκτυο με 4 περιφερειακούς σταθμούς (στη Λέσβο – PRK, στην Κεφαλληνία – VLS, στην Κρήτη – VAM και στη Ρόδο – ARG). Ακολουθεί η επέκταση του δικτύου φτάνοντας τους 13 αναλογικούς σταθμούς το 1973 και τους 29 αναλογικούς σταθμούς το 1999. Η κατανομή των επικέντρων σε αυτόν το χάρτη δεν μπορεί να οριοθετήσει κάποιες συγκεκριμένες τεκτονικές γραμμές. Παρατηρείται μόνο μια πύκνωση των επικέντρων στον ανατολικό Κορινθιακό κόλπο, πιθανότατα λόγω των πλούσιων σεισμικών ακολουθιών του 1981 και μια μεγαλύτερη πυκνότητα επικέντρων στα βορειοδυτικά του νομού σε σχέση με την σχεδόν παντελή έλλειψη επικέντρων στα νότια του νομού.

Αν και η προσπάθεια αναβάθμισης του σεισμολογικού δικτύου του Γ.Ι. ξεκίνησε ουσιαστικά από το 1997, μόνο από το 2000 το δίκτυο αναβαθμίζεται σε ψηφιακό με ανάλογη βελτίωση στην ακρίβεια του υπολογισμού των σεισμικών παραμέτρων. Στη βελτίωση της ακρίβειας αυτής πιθανότατα οφείλεται το σχέδιο κατανομής επικέντρων που φαίνεται στο δεύτερο χάρτη του σχήματος 1, το οποίο αφορά την περίοδο 2001 – 2007. Παρατηρούνται δυο ξεχωριστά κέντρα σεισμικών εστιών, το ένα στην περιοχή της Πάρνηθας, ως αποτέλεσμα της εξέλιξης της μετασεισμικής ακολουθίας της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999, το δε άλλο στην περιοχή Αμαρύνθου Εύβοιας. Η βελτίωση της ανιχνευτικότητας του δικτύου φαίνεται και από το ότι καταγράφονται σεισμοί μικρού μεγέθους στο νότιο τμήμα του νομού για το χρονικό διάστημα

23°00' 22°45' 23°15' 23°30' 23°45' 24°00' 24°15' 38°30' 38°30' 38°15' 38°15' Magnitude (M<sub>1</sub>) 5 38°00' 38°00' Depth (km) • 50-• 25-50 37°45' 37°45' km 10 20 30 23°00' 22°45 23°15' 23°30' 23°45' 24°00' 24°15' 23°15' 23°00' 23°30' 24°00' 22°45' 23°45' 24°15' 38°30' 38°30' 38°15' 38°15' Magnitude (ML) 5 4 3 38°00' 38°00' 2 Depth (km) • 50-• 25 - 50 37°45' 37°45' ٠ km 20 10 30 23°00' 23°30' 23°45' 24°00' 24°15' 22°45' 23°15'

των 7 ετών, όταν για το προηγούμενο διάστημα των 50 ετών σχεδόν δεν καταγράφονται σεισμοί στην αντίστοιχη περιοχή.

**Σχήμα 1.** Χάρτες χωρικής κατανομής σεισμικών επικέντρων στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας, για την περίοδο 1950-2007 (πάνω) και για την περίοδο 2001-2007 (κάτω). Οι επιλύσεις των σεισμών στο δεύτερο χάρτη προέρχονται μετά την ανάπτυξη του ψηφιακού δικτύου του Γ.Ι. και θεωρούνται περισσότερο αξιόπιστες.

#### ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις περιγράφουν τις συνέπειες των σεισμών στους ανθρώπους, τις κατασκευές και το περιβάλλον. Δεδομένου ότι οι συνέπειες αυτές σε έναν τόπο προέρχονται από τη διαμόρφωση της δόνησης στον τόπο παρατήρησης από το μηχανισμό γένεσης του σεισμού, από τη διαδρομή διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες, είναι φανερή η χρησιμότητά τους στις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας. Για το λόγο αυτό έχουν χρησιμοποιηθεί σε προηγούμενες μελέτες, ιδιαίτερα σε περιόδους όπου δεν είχε ακόμα αναπτυχθεί η σεισμομετρία ή ακόμα και στη σύγχρονη εποχή σε περιοχές όπου τα δίκτυα καταγραφής των ισχυρών σεισμικών εδαφικών κινήσεων δεν έχουν την απαιτούμενη πυκνότητα ώστε οι ερευνητές να καταλήξουν σε αξιόπιστες σχέσεις απόσβεσης της ισχυρής δόνησης.

Το Γ.Ι. είναι ο μόνος φορέας στον Ελληνικό χώρο που συστηματικά συγκεντρώνει μακροσεισμικές παρατηρήσεις από την εποχή της ίδρυσής του (μέσα 19<sup>ου</sup> αι.). Κατά την τελευταία 10ετία μέσω ερευνητικών προγραμμάτων οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις που περιλαμβάνονται στα δελτία του Γ.Ι. καταχωρήθηκαν σε βάση δεδομένων, στην οποία έχουν περιληφθεί και άλλες πληροφορίες που αφορούν τις εστιακές παραμέτρους των σεισμών, τα στοιχεία των δήμων και κοινοτήτων από τους οποίους προέρχονται οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις παρατηρήσεις και η περιγραφή της επιφανειακής γεωλογίας (Καλογεράς, 2006).

Η ανάπτυξη αυτής της βάσης δεδομένων δίνει τη δυνατότητα διενέργειας ερωτημάτων όπου συνδυάζονται οι πληροφορίες που περιέχει η βάση και παρέχονται αποτελέσματα επί των οποίων μπορεί να βασιστεί η νέα γνώση. Ένα άλλο αποτέλεσμα υπήρξε η εφαρμογή της γεωστατιστικής μεθόδου kriging για τη σχεδίαση των αντίστοιχων χαρτών ισοσείστων, ώστε να μελετηθεί η επίδραση της γεωλογίας ή των τεκτονικών δομών (Schenková et al., 2006; 2007).

Στην παρούσα εργασία επιλέγεται για την περιοχή της Αττικής η μέγιστη μακροσεισμική ένταση που έχει παρατηρηθεί σε κάθε δήμο ή δημοτικό διαμέρισμα, διαχωρίζοντας το δείγμα σε δυο κατηγορίες, σε σχέση με το εστιακό βάθος του σεισμού: η πρώτη κατηγορία για σεισμούς με εστιακό βάθος μέχρι 50 χιλιόμετρα και η δεύτερη κατηγορία για σεισμούς με εστιακό βάθος μεγαλύτερο από 50 χιλιόμετρα. Στους χάρτες των σχημάτων 2 και 3 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα αυτών των ερωτημάτων αντίστοιχα.

Στο σχήμα 2 είναι εμφανής μια διαφοροποίηση στις μέγιστες μακροσεισμικές εντάσεις που έχουν παρατηρηθεί στο βόρειο-βορειοδυτικό τμήμα του νομού Αττικής (Imax > VI), σε σχέση με αυτές στο νότιο τμήμα του νομού (Imax < VI). Θεωρώντας ότι ο σεισμός της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 θα ήταν δυνατόν να επηρεάσει το δείγμα (ως σεισμός του κοντινού πεδίου) εξαιρέθηκαν οι παρατηρήσεις που προέρχονται από αυτόν το σεισμό, καταλήγοντας έτσι στο χάρτη του σχήματος 2 (κάτω – δεξιά). Η εικόνα πάντως δεν μεταβάλλεται, και έτσι είναι δυνατόν να καταλήξουμε στην ύπαρξη μιας αλλαγής κατά μήκος μιας γραμμής που ξεκινάει από τις παρυφές του Υμηττού στο κεντρικό – νότιο τμήμα του νομού (Bούλα – Bουλιαγμένη) και προχωρά προς τα βόρεια (παρυφές Πεντέλης) για να καταλήξει στην περιοχή Καλάμου – Ωροπού. Η γραμμή αυτή ομοιάζει προς την τεκτονική γραμμή της επώθησης που διαχωρίζει τη μη μεταμορφωμένη Υπο-Πελαγονική ζώνη από τη μεταμορφωμένη Αττικοκυκλαδική ζώνη (Katsikatsos et al., 1986).





**Σχήμα 2.** Χάρτες χωρικής κατανομής των επικέντρων σεισμών με εστιακό βάθος h <= 50km για τους οποίους υπάρχουν μακροσεισμικές παρατηρήσεις στην περιοχή της Αθήνας (άνω) και των αντίστοιχων μέγιστων μακροσεισμικών εντάσεων κατά θέση (κάτω). Αριστερά, τα δεδομένα περιέχουν τις παρατηρήσεις από το σεισμό της Αθήνας (1999) και δεξιά εξαιρούνται αυτές οι παρατηρήσεις. Και στις δύο περιπτώσεις παρατηρείται μια μείωση των εντάσεων από τις βόρειες παρυφές του Υμηττού και της Πεντέλης και προς νότια - νοτιοανατολικά.

Και στο σχήμα 3, που αφορά τους σεισμούς με μεγαλύτερο εστιακό βάθος, η διαφοροποίηση αυτή είναι εμφανής (Imax > IV και Imax < IV μεταξύ των δυο περιοχών), έστω και σε μικρότερο βαθμό είτε γιατί το δείγμα είναι μικρότερο είτε γιατί η απόσβεση της σεισμικής ενέργειας από σεισμούς μεγαλύτερου βάθους είναι μεγαλύτερη.



**Σχήμα 3.** Χάρτες χωρικής κατανομής των επικέντρων σεισμών με εστιακό βάθος h > 50km, για τους οποίους υπάρχουν μακροσεισμικές παρατηρήσεις για την περιοχή της Αθήνας (αριστερά) και των αντίστοιχων μέγιστων μακροσεισμικών εντάσεων κατά θέση (δεξιά). Η διαφοροποίηση στο νότιο τμήμα του νομού σε σχέση με το βόρειο είναι και εδώ εμφανής αν και σε μικρότερο βαθμό σε σύγκριση με την εικόνα του σχήματος 2.



Σχήμα 4. Σύγκριση των μακροσεισμικών δεδομένων της παρούσας εργασίας με τις σχέσεις απόσβεσης που έχουν προταθεί για τον Ελληνικό χώρο (Παπαϊωάννου, 1984) για επιφανειακούς σεισμούς αριστερά και για σεισμούς ενδιάμεσου βάθους δεξιά. Η συνεχής γραμμή στο αριστερό σχήμα είναι αυτή που προκύπτει από τα δεδομένα της παρούσας εργασίας Για τα δεδομένα των σεισμών ενδιαμέσου βάθους στα πλαίσια της παρούσας εργασίας δεν προκύπτει κάποια αξιόπιστη σχέση.

Τέλος, στο σχήμα 4 γίνεται μια σύγκριση των μακροσεισμικών δεδομένων για την Αττική ως προς τις προτεινόμενες σχέσεις απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων για τον ελληνικό χώρο, αριστερά για επιφανειακούς σεισμούς και δεξιά για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους. Ως σχέσεις σύγκρισης χρησιμοποιούνται οι σχέσεις 1 και 2 (Παπαϊωάννου, 1984), και στις οποίες τίθεται ένα μέσο μέγεθος Μ=6 για τους επιφανειακούς και Μ=6.2 για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους σύμφωνα με τα διαθέσιμα δεδομένα αυτής της μελέτης.

 $I = 6.59 + 1.18M - 4.5\log(D+17)$ (1)

 $l = 1.87 + 1.69M - 3.94\log(D+30)$  (2)

Για τις 1160 μακροσεισμικές παρατηρήσεις των επιφανειακών σεισμών υπάρχει μια σχετική συμφωνία με τη σχέση αναφοράς για τις μεγαλύτερες εντάσεις (Imax > V) και για επικεντρικές αποστάσεις μέχρι 70 km, αλλά παρατηρείται διαφορά τουλάχιστον μισού βαθμού για επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες των 100km. Για τις 336 μακροσεισμικές παρατηρήσεις από τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους δεν προκύπτει κάποια αξιόπιστη σχέση και για το λόγο αυτό στο σχήμα 4 απλώς σημειώνεται η αντίστοιχη σχέση του Παπαϊωάννου (1984). Εδώ θα πρέπει ωστόσο να αναφερθεί ότι η αντίστοιχη σχέση βρίσκεται σε συμφωνία με τα δεδομένα του σεισμού των Κυθήρων για όλο τον Ελληνικό χώρο και για μέγεθος M=6.7 (Konstantinou et al., 2006).

# ΙΣΧΥΡΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ

Εξ αιτίας της χαμηλής σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής της Αθήνας αλλά και των μέχρι πρόσφατα δυνατοτήτων των φορέων προς αυτή την κατεύθυνση, η ενόργανη παρατήρηση της ισχυρής εδαφικής δόνησης στη συγκεκριμένη περιοχή ήταν μέχρι πρόσφατα ανύπαρκτη έως περιορισμένη. Η μόνη γνωστή καταγραφή επιταχυνσιογράφου που υπήρχε μέχρι το 1999 ήταν από αναλογικό όργανο τύπου SMA-1 εγκατεστημένο στον 10° όροφο του κτιρίου του ΟΤΕ στην 3<sup>η</sup> Σεπτεμβρίου από το σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.8) (Stavrakakis et al., 1992).

Από το 1996 το Γ.Ι. και σε συνεργασία με την Αττικό Μετρό Α.Ε. αναπτύσσει ένα τοπικό δίκτυο (ψηφιακών στην πλειονότητά τους) επιταχυνσιογράφων με σκοπό την καταγραφή της ισχυρής δόνησης στις περιοχές ανάπτυξης του Αθηναϊκού μητροπολιτικού σιδηρόδρομου. Το δίκτυο αυτό στην αρχική του φάση είχε 10 όργανα, ενώ σήμερα, όπως έχει επεκταθεί, αποτελείται από 24 ψηφιακά όργανα. Παρά το ότι στην αρχική του φάση οι συνθήκες εγκατάστασης και λειτουργίας των οργάνων ήταν σε δύσκολο περιβάλλον, η άριστη λειτουργική του κατάσταση έδωσε κατά το σεισμό της Αθήνας μια πλούσια καταγραφή της ισχυρής δόνησης του κύριου σεισμού αλλά και της μετασεισμικής ακολουθίας (Kalogeras & Stavrakakis, 2001). Περαιτέρω έγινε δυνατή η καταγραφή και μικρών τοπικών σεισμών, αλλά το πιο σημαντικό ήταν η καταγραφή σεισμών ενδιάμεσου βάθους αυτού των Κυθήρων (08/01/2006) και του πιο πρόσφατου αυτού του Λεωνιδίου (06/01/2008). Ο χάρτης του σχήματος 5 δείχνει τη χωρική κατανομή του δικτύου αυτού. Κατά την ανάπτυξή του, έχει δοθεί έμφαση σε διαφορετικούς παράγοντες όπως η κατασκευή και οι επεκτάσεις του μητροπολιτικού σιδηρόδρομου, η κάλυψη διαφορετικών γεωλογικών συνθηκών, η κάλυψη κατασκευών ιδιαίτερου ενδιαφέροντος. Για παράδειγμα η εγκατάσταση οργάνων στην Ακρόπολη, στη Μονή Δαφνίου, στο Μουσείο Βραυρώνας και στην Ακαδημία Αθηνών καλύπτουν διάφορες κατασκευές ιστορικού ενδιαφέροντος, αλλά και διαφορετικό γεωλογικό υπόβαθρο.

Η συγκυρία του σεισμού της Αθήνας έδωσε τις πρώτες καταγραφές αυτού του δικτύου. Ίσως ήταν η πρώτη φορά στον Ελληνικό χώρο, όπου ένα τοπικό δίκτυο επιταχυνσιογράφων κατέγραψε τον κύριο σεισμό σε σχετικά κοντινό πεδίο και σε διαφορετικές τοπικές συνθήκες



**Σχήμα 5.** Το δίκτυο επιταχυνσιογράφων του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας. Οι θέσεις των οργάνων σημειώνονται με τρίγωνα. Με τετράγωνα σημειώνονται οι θέσεις των επιταχυνσιογράφων κυριότητας της Αττικό Μετρό Α.Ε., οι καταγραφές των οποίων έχουν περιληφθεί στην παρούσα εργασία.

και για το λόγο αυτόν οι καταγραφές χρησιμοποιήθηκαν σε διαφορετικού τύπου μελέτες (loannidou et al., 2001; Bouckovalas et al., 2002; Roumelioti et al., 2003; Hutchings et al., 2007). Η ανάπτυξη του δικτύου ωστόσο ήταν ασύμμετρη σε σχέση με την θέση του επικέντρου και την χωροταξία της Αθήνας. Για το λόγο αυτόν, αμέσως μετά τη γένεση του κύριου σεισμού, άρχισε η επέκτασή του προς τη δυτική Αθήνα. Η επέκταση βρίσκεται σε εξέλιξη προς τη νότια και ανατολική Αττική (σχήμα 5). Έτσι έγινε δυνατή η οργάνωση των δεδομένων ισχυρής εδαφικής δόνησης της μετασεισμικής ακολουθίας σε μια βάση δεδομένων που περιλάμβανε περισσότερες από 300 καταγραφές για την περίοδο 7/9/1999 – 31/3/2000. Το σχήμα 6 δείχνει τη μεγαλύτερη τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που καταγράφηκε κατά θέση θέσεις από το σεισμό της Αθήνας. Στη θέση Σεπόλια (SPLB) καταγράφηκε η μέγιστη τιμή «ελεύθερου πεδίου» (318 mg), ενώ στο Δημόκριτο (DMKA) και στη Δάφνη (DFNA) η μικρότερη τιμή (45 mg). Οι αντίστοιχες επικεντρικές αποστάσεις κυμαίνονται μεταξύ 20 km τα Σεπόλια και 37 km η Ραφήνα, ενώ οι κατηγοριοποίηση του εδάφους στις θέσεις των επιταχυνσιογράφων διαφοροποιείται μεταξύ βράχου – μαλακού βράχου (πχ. DMKA, SGMA) και εδάφους – σκληρού εδάφους (πχ. SPLB, ATHA, FIXA).

Όπως αναφέρουν οι Bouckovalas et al. (2002) οι μαλακοί εδαφικοί σχηματισμοί της Αθήνας (SPLB) ενίσχυσαν την σεισμική δόνηση κατά ένα μέσο ποσοστό της τάξης του 40% σε σχέση με τις θέσεις όπου απαντώνται περισσότερο στιφροί σχηματισμοί.



**Σχήμα 6.** Οι τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν από τις καταγραφές του δικτύου επιταχυνσιογράφων της Αθήνας για το σεισμό της Αθήνας (1999). Υπάρχουν σημαντικές διαφοροποιήσεις από 75 mg στο Δημόκριτο (DMKA) μέχρι 318 mg στα Σεπόλια (SPLB) με επικεντρικές αποστάσεις μεταξύ 20 km (SPLB) και 37 km (RFNA).

Στο σχήμα 7 παρουσιάζονται οι τιμές της μέγιστης οριζόντιας εδαφικής επιτάχυνσης (PGA cm/s<sup>2</sup>) από τον σεισμό της Αθήνας που προκύπτουν από τις σχέσεις απόσβεσης των Skarlatoudis et al. (2003). Οι συγκεκριμένες σχέσεις απόσβεσης έχουν προκύψει από την επεξεργασία δεδομένων επιταχυνσιογράφων από τον Ελληνικό χώρο (δίκτυο Γ.Ι. και ΙΤΣΑΚ), αφού έχουν επεξεργαστεί με ομοιογενή τρόπο, μετά και από επαναπροσδιορισμό των παραμέτρων των 225 σεισμών από τους οποίους έχουν προέλθει, με μεγέθη 4.5 <=M <= 7.0 και επικεντρικές αποστάσεις 1 Km <= R <= 160 Km. Για το σχήμα 7 χρησιμοποιήθηκε η σχέση (3):

$$\log PGA = 1.07 + 0.45M - 1.35 \log (R + 6) + 0.09F + 0.06S \pm 0.286$$
(3)

στην οποία M είναι το μέγεθος του σεισμού, R η επικεντρική απόσταση, F ένας παράγοντας που αφορά το μηχανισμό γένεσης και S ένας παράγοντας που αφορά τις τοπικές εδαφικές συνθήκες. Στη συγκεκριμένη περίπτωση τέθηκε F=0 γιατί στην περιοχή επικρατούν οι κανονικοί μηχανισμοί γένεσης και ακολούθως εξετάστηκαν δυο περιπτώσεις. Θέτοντας S=1

ως μια μέση τιμή μεταξύ των τιμών 0 για σκληρό έδαφος (κατηγορία Α) και 2 για πολύ μαλακό έδαφος (κατηγορία D) σχεδιάζονται οι καμπύλες και οι τυπικές αποκλίσεις για τρία μεγέθη M=5.0, M=6.0 και M=7.0 (σχήμα 7, πάνω). Από το σχήμα αυτό φαίνεται ότι οι καμπύλες απόσβεσης είναι αντιπροσωπευτικές για την Αττική και για την τάξη μεγέθους του σεισμού (M=6.0), εκτός από τις τιμές που σημειώθηκαν στις θέσεις SPLA και SPLB.



**Σχήμα 7.** Οι τιμές της μέγιστης οριζόντιας εδαφικής επιτάχυνσης από το σεισμό της 7/9/1999 στην Αθήνα συγκρινόμενες με τις σχέσεις απόσβεσης (Skarlatoudis et al., 2003) για τρία μεγέθη M=5.0, M=6.0, M=7.0 (πάνω) και για 3 τύπους εδαφών για M=5.9 (κάτω).

Ακολούθως (σχήμα 7, κάτω) σχεδιάζονται οι καμπύλες για τους προαναφερόμενους 3 τύπους εδαφών και για M=5.9, που είναι το μέγεθος του σεισμού της Αθήνας. Οι διαφορές που προκύπτουν μεταξύ των καμπυλών για τους 3 εδαφικούς τύπους είναι μικρές, ωστόσο και πάλι οι καταγραφείσες τιμές στα Σεπόλια (SPLA και SPLB) δεν αντιπροσωπεύονται από τις καμπύλες απόσβεσης της ισχυρής δόνησης.

Δεδομένου ότι οι προτεινόμενες καμπύλες απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής δόνησης από τους Skarlatoudis et al. (2003) έχουν προέλθει από δείγμα που αφορά ολόκληρο τον Ελληνικό χώρο και επομένως είναι πλουσιότερο σε καταγραφές από περιοχές υψηλής σεισμικότητας (π.χ. Δυτική Ελλάδα) είναι πιθανόν να μην είναι αντιπροσωπευτικές για όλους τους εδαφικούς σχηματισμούς της περιοχής της Αττικής. Η υπόθεση αυτή έρχεται σε συμφωνία με το αποτέλεσμα της μελέτης των Bouckovalas et al. (2002) για την ενίσχυση της δόνησης από τους μαλακούς εδαφικούς σχηματισμούς κατά σημαντικό ποσοστό.

Ο σεισμός των Κυθήρων το 2006 έδωσε μια ακόμα ευκαιρία ανάδειξης της χρησιμότητας ενός τοπικού δικτύου επιταχυνσιογράφων, στην περίπτωση αυτή για ένα σεισμό ενδιάμεσου βάθους στο μακρινό πεδίο (επικεντρικές αποστάσεις της τάξης των 200 km). Στο σχήμα 8 φαίνονται οι μέγιστες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης από το σεισμό των Κυθήρων για την περιοχή της Αθήνας. Στην περίπτωση αυτή αναδεικνύεται η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη διαμόρφωση της δόνησης, δεδομένου ότι ο μηχανισμός γένεσης είναι κοινός για όλες τις καταγραφές, ενώ και η διαδρομή διάδοσης θεωρείται η αυτή για



**Σχήμα 8.** Οι τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν από τις καταγραφές του δικτύου επιταχυνσιογράφων της Αθήνας για το σεισμό των Κυθήρων (2006). Παρατηρείται μια διακύμανση στις τιμές από περίπου 20mg στην περιοχή δυτικά του Κηφισού ποταμού μέχρι 5mg στην περιοχή του κέντρου της Αθήνας, ενώ ενδιάμεσες τιμές της τάξης των 10mg καταγράφονται στα ΒΑ προάστια της Αθήνας.



**Σχήμα 9. Σ**ύγκριση των φασμάτων ψευδο-επιτάχυνσης σε δυο σταθμούς του δικτύου επιταχυνσιογράφων της Αθήνας που κατέγραψαν τους δυο σεισμούς, της Αθήνας και των Κυθήρων και στους οποίους οι εδαφικές συνθήκες είναι διαφορετικές.

όλες τις θέσεις καταγραφής. Οι τιμές που καταγράφηκαν κυμαίνονται από 28 mg στη θέση Σεπόλια (SPLB) μέχρι 5 mg στο Θησείο (NOAA), αλλά είναι σημαντική η κατηγοριοποίησή τους με τιμές περί τα 20 mg στις θέσεις δυτικά του Κηφισού ποταμού (Σεπόλια – SPLB, Περιστέρι – PRSA και Ρέντης – RNTA), περί τα 5 mg στο ιστορικό κέντρο της Αθήνας (Θησείο – NOAA, Φιξ – FIXA) και περί τα 10 mg στα ΒΑ προάστια της Αθήνας (Δημόκριτος – DMKA, Νέο Ψυχικό – ATHA και PNTA). Μια ενδιάμεση τιμή (17 mg) καταγράφεται στο Παλαιό Φάληρο (ATHC).

Στο σχήμα 9 γίνεται σύγκριση των φασμάτων ψευδο-επιτάχυνσης σε δύο σταθμούς του δικτύου επιταχυνσιογράφων της Αθήνας, στους οποίους κατεγράφησαν και οι δύο σεισμοί, της Αθήνας (1999) και των Κυθήρων (2006). Στη θέση SPLB και οι δύο σεισμοί παρουσιάζουν μέγιστο στην περίοδο 0.2s με αντίστοιχη ελάττωση στο μισό της τιμής στην περίοδο του 0.5s. Στη θέση ATHA οι μέγιστες τιμές διατηρούνται για μεγαλύτερο εύρος τιμών περιόδου (0.2 – 0.7s). Στα συγκεκριμένα παραδείγματα είναι εμφανής η μεγαλύτερη επίδραση των τοπικών συνθηκών στη διαμόρφωση της δόνησης έναντι άλλων παραγόντων, όπως για παράδειγμα τα εστιακά χαρακτηριστικά. Οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους, προκαλούν δονήσεις πλούσιες σε μεγάλες περιόδου, ακόμα και σε μεγαλύτερες αποστάσεις της τάξης των 200km. Το μεγάλο μέγεθος και η μεγάλη διάρκεια διάρρηξης, που επίσης χαρακτηρίζουν τους σεισμούς

# ενδιάμεσου βάθους, είναι παράγοντες που επίσης διαμορφώνουν τη δόνηση, εις βάρος αυτών των κατασκευών (πχ πολυόροφα κτήρια).

Στο σχήμα 10 παρουσιάζεται η σύγκριση των μέγιστων τιμών εδαφικής επιτάχυνσης που καταγράφησαν στο δίκτυο της Αθήνας από το σεισμό των Κυθήρων με τις προτεινόμενες σχέσεις από τους Youngs et al. (1997) για παρόμοια σεισμο-τεκτονικά καθεστώτα και για την ίδια τάξη μεγέθους. Οι προτεινόμενες σχέσεις αφορούν ζώνες καταβύθισης με τις εστίες είτε στο μέτωπο της ζώνης καταβύθισης (interface) είτε στο βαθύ τμήμα της ζώνης καταβύθισης (interface) είτε στο βαθύ τμήμα της ζώνης καταβύθισης (intraslab). Οι τιμές που προκύπτουν από τις καταγραφές για την Αθήνα είναι σημαντικά χαμηλότερες από τις σχέσεις των Youngs et al. (1997), και μόνο οι θέσεις που κατηγοριοποιούνται εδαφικά στην κατηγορία C βρίσκονται εντός των ορίων της καμπύλης που αντιστοιχεί σε μαλακό έδαφος και στο μέτωπο της ζώνης καταβύθισης (interface – soil



**Σχήμα 10.** Διάγραμμα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) σε σχέση με την απόσταση, όπου συγκρίνονται οι τιμές που υπολογίστηκαν από τις καταγραφές του δικτύου επιταχυνσιογράφων της Αθήνας για το σεισμό των Κυθήρων (2006) με τις προτεινόμενες σχέσεις των Youngs et al. (1997) για περιβάλλοντα καταβύθισης λιθοσφαιρικών πλακών (intraslab ή interface), για δύο τύπους εδαφών (rock και soil) και για την ίδια τάξη μεγέθους με το σεισμό των Κυθήρων.

conditions). Οι χαμηλότερες τιμές που καταγράφηκαν από το δίκτυο επιταχυνσιογράφων της Αθήνας είναι δυνατόν να αποδοθούν στη μεγαλύτερη απόσβεση της σεισμικής ενέργειας προς το εσωτερικό του Ελληνικού Τόξου από σεισμούς που φιλοξενούνται κατά μήκος του. Στο συμπέρασμα αυτό καταλήγουν προηγούμενοι ερευνητές χρησιμοποιώντας είτε μακροσεισμικές παρατηρήσεις (Ambraseys, 2001) είτε ενόργανες παρατηρήσεις (Papazachos & Comninakis, 1971; Delibasis, 1982; Hashida et al., 1988; Konstantinou & Melis, 2008).

# ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια να παρουσιαστούν τα διαθέσιμα σεισμολογικά δεδομένα, ενόργανα και μη, τα οποία συσχετιζόμενα θα βοηθήσουν προς την κατεύθυνση μελέτης της σεισμικής επικινδυνότητας της ευρύτερης περιοχής της Αθήνας.

Σεισμολογικά δεδομένα αλλά και ιστορικές παρατηρήσεις δείχνουν ότι, αν και η Αθήνα θεωρείται περιοχή χαμηλής σεισμικότητας, ωστόσο φιλοξενεί σεισμικές εστίες ισχυρών σεισμών (Πάρνηθα 1938 και 1999) που έχουν προκαλέσει σημαντικές απώλειες σε ανθρώπινες ζωές και κατασκευές. Επιπλέον υφίσταται και τις συνέπειες σεισμών από γειτονικές περιοχές (Αλκυονίδες 1981). Επίσης παρατηρείται ότι το δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα της Αττικής χαρακτηρίζεται από σημαντικά υψηλότερη σεισμικότητα σε σχέση με το νοτιότερο τμήμα. Σε συνδυασμό με το γεγονός ότι η δυτική Αθήνα και περαιτέρω η δυτική Αττική χαρακτηρίζεται από κρίσιμες κατασκευές και δραστηριότητες (διυλιστήρια, φυσικό αέριο, επεξεργασία λυμάτων, χημικές βιομηχανίες) αλλά και από πυκνή οικιστική ανάπτυξη με μεγάλη πυκνότητα πληθυσμού, η εικόνα των υψηλότερων μακροσεισμικών εντάσεων σε αυτήν την περιοχή σε σχέση με τη νότια Αττική είναι δυνατόν να θεωρηθεί ως φυσικό επακόλουθο. Ωστόσο στη διαμόρφωση αυτής της εικόνας ρόλο παίζει και η γεωτεκτονική δομή της περιοχής, με τους μη μεταμορφωμένους σχηματισμούς της δυτικής και βόρειας Αττικής επωθημένους πάνω στους μεταμορφωμένους σχηματισμούς του Υμηττού και της Πεντέλης. Προς αυτή την κατεύθυνση συνάδουν και οι σημαντικά υψηλότερες τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που έχουν σημειωθεί στη δυτική Αθήνα σε σχέση με την ανατολική από τους ισχυρούς σεισμούς της Αθήνας και των Κυθήρων. Παρά το ότι οι δύο σεισμοί είχαν διαφορετικά εστιακά χαρακτηριστικά και προέρχονταν από διαφορετικές περιοχές η προαναφερόμενη εικόνα επιβεβαιώνεται από την παράθεση των δεδομένων.

Η τεκμηρίωση των παραπάνω παρατηρήσεων γίνεται δυνατή με τη χρήση των εργαλείων που προσφέρει η σύγχρονη τεχνολογία, σε υλικοτεχνική υποδομή και σε λογισμικό. Η χρήση ενός πυκνού ψηφιακού σεισμολογικού δικτύου στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας θα κάνει δυνατή την ακριβή χαρτογράφηση των σεισμογόνων περιοχών, ενώ το πυκνό δίκτυο επιταχυνσιογράφων θα διευκρινίσει την επίδραση της πολύπλοκης γεωλογίας της περιοχής στη διαμόρφωση της ισχυρής σεισμικής εδαφικής δόνησης. Τα παραπάνω σε συνδυασμό με τη διαχείριση των μακροσεισμικών πληροφοριών με την οποία ο μελετητής καταλήγει σε αξιόπιστες σχέσεις απόσβεσης, θεωρούνται απαραίτητα εργαλεία στον αντισεισμικό σχεδιασμό και περαιτέρω στη γρήγορη απόκριση της πολιτείας σε περίπτωση έκτακτης ανάγκης με τους χάρτες μέγιστης δόνησης (shake maps).

#### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ambraseys, N.N. (2001), Far-field effects of Eastern Mediterranean earthquakes in Lower Egypt. J. Seismology, 5, pp. 263 268.
- Ambraseys N.N. and Jackson J.A. (1990), "Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988", Geophysical Journal International 101, pp. 663–708.
- Bouckovalas G.D., Kouretzis G. and Kalogeras I. (2002), "Site-specific analysis of strong motion data from the September 7, 1999 Athens Greece earthquake", Natural Hazards, 27, pp.105-131.
- Galanopoulos A. (1955), "Seismic Geography of Greece", Ann.Geol.Pays Helleniques., le serie, VI, pp. 83-121.
- Γαλανόπουλος Α. (1966), "Επίδραση των διακυμάνσεων της στάθμης της λίμνης του Μαραθώνος επί της σεισμικής δράσεως του λεκανοπεδίου της Αττικής", Ann.Geol.Pays Helleniques., 18, pp. 281-306.
- Delibasis, N. (1982), Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Aegean. Pure Appl. Geophys., 120, pp. 820 - 839.
- Ganas A., Pavlides S.B., Sboras S., Valkaniotis S., Papaioannou S., Alexandris G.A., Plessa A., Papadopoulos G.A. (2004), "Active fault geometry and kinematics in Parnitha Mountain, Attica, Greece", Journal of Structural Geology, 26, pp. 2103–2118.
- Hashida, T., Stavrakakis, G. and Shimazaki, K. (1988), Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication. Tectonophysics, 145, pp. 43-54.
- Hoek, E., Marinos, P. and Benissi, M. (1998), Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens schist formation.Bull. Eng. Geol. Env., 57, pp.151-160.
- Hutchings L., Ioannidou E., Foxall W., Voulgaris N., Savy J., Kalogeras I., Scognamiglio L. and Stavrakakis G. (2007), "A physically based strong ground-motion prediction methodology; application to PSHA and the 1999 Mw = 6.0 Athens earthquake", Geophys. J. Int., 168, pp. 659-680.
- Ioannidou E., Voulgaris N., Kalogeras I., Hutchings L. and Stavrakais G. (2001), "Analysis of site response in the Athens area from the 7 September 1999, Mw=5.9 Athens earthquake and aftershock recordings and intensity observations", Bolletino di Geofisica, 42, Special Issue on "Site response estimation from observed ground motion data" Guest Editors: Enrico Priolo, Alberto Michelini and Lawrence Hutchings, pp.183-208.
- Καλογεράς, Ι.Σ. (2006), Εφαρμογή σύγχρονων μεθόδων λογισμικού στη διαδικασία συλλογής και αξιολόγησης μακροσεισμικών παρατηρήσεων. Μεταπτυχιακή εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 145 σελ.
- Kalogeras I.S. and Stavrakakis G.N. (2001), "The Athens, Greece September 7, 1999 earthquake: Strong motion data processing (7/9/1999 31/3/2000)", Nat. Obs. Athens, Geodyn. Inst., Publ. No 14 (CD-ROM with user's manual).
- Katsikatsos G., Mettos A., Vidakis M., Dounas A. (1986), Geological Map of Greece (IGME series), Athinai–Elefsis Sheet.
- Konstantinou K., Kalogeras I., Melis N., Kourouzidis M. and Stavrakakis G. (2006), "The 8 January 2006 earthquake (Mw 6.7) offshore Kythira island, Southern Greece: Seismological, strong-motion and macroseismic observations of an intermediate-depth event", Seism. Res. Lett., 77, 5, 544-553.
- Konstantinou, K.I. and Melis, N.S. (2008), High-frequency shear-wave propagation across the Hellenic subduction zone. B.S.S.A., 98, pp.797-803.
- Koukis G. and Sabatakakis N. (2000), "Engineering geological environment of Athens, Greece", Bull Eng Geol Env, 59, pp. 127–135.
- Marinos G., Katsikatsos G., Georgiades-Dikeoulia E. and Mirkou R. (1971), "The Athens' schists formation. I. Stratigraphy and structure", Annales Geologiques des Pays Helleniques 23, pp. 183–216.

- Παπαϊωάννου, Χ.Α. (1984), Απόσβεση των σεισμικών εντάσεων και σεισμική επικινδυνότητα στον Ελληνικό χώρο. Διδακτ. Διατρ., Παν. Θεσσαλονίκης, σελ. 200.
- Papanastassiou, D., Latoussakis, J. and Stavrakakis, G. (2001), A revised catalogue of earthquakes in the broader area of Greece for the period 1950-2000. Proc. IX international Congr. Geolog. Soc. Greece, bull. Of the Geolog. Soc. Greece, vol XXXIV/4, pp. 1563-1566.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E. (1971), Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. J. Geophysical Res., 76, pp. 8517-8533.
- Robertson A.H.F., Clift P.D., Degnan P.J. and Jones G. (1991), "Tectonic evolution of the Mesozoic–Cenozoic Pindos Ocean: Greece", Bulletin of the Geological Society of Greece 25(1), pp. 55–64.
- Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodulidis N., Kalogeras I. and Stavrakakis G. (2003), "Rupture directivity during the September 7, 1999 (Mw5.9) Athens (Greece) earthquake obtained from strong motion records", PAGEOPH, 160, pp. 2301-2318.
- Schenková Z., Kalogeras I., Schenk V., Pichl R., Kourouzidis M. and Stavrakakis G. (2006), "Atlas of isoseismal maps of selected Greek earthquakes (1956-2003)", Joint publication of Geodynamic Inst. of Nat. Obs. Ath. and Inst.Rock Structure and Mechanics of Czech Academy of Sciences, Evonymos Ecological Library (editor), 100 pages.
- Schenková Z., Schenk V., Kalogeras I., Pichl R., Kottnauer P., Papatsimba C. and Panopoulou G. (2007), "Isoseismal maps drawing by the kriging method", J. Seismol., 11, pp. 345-353.
- Sieberg, A. (1932), Die Erdbeben, in: Gutenberg, B., Handbuch der Geophysik, 4, pp. 93-94, Berlin.
- Skarlatoudis A.A., Papazachos C.B., Margaris B.N., Theodulidis N., Papaioannou Ch., Kalogeras I., Skordilis E.M. and Karakostas V. (2003), "Empirical peak ground motion predictive relations for shallow earthquakes in Greece", Bull. Seism. Soc.Am, 93, 6, pp. 2591-2603.
- Stavrakakis G.N., Kalogeras I.S. and Drakopoulos J.C. (1992), "Preliminary analysis of Greek accelerograms recorded at stations of NOA's network. Time period: 1973-1990", Nat. Obs. Athens, Geodynamic Instit., publ. No 4, 431 pages.
- Youngs R. R., Chiou S. J., Silva W. J., and Humphrey J. R. (1997), "Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes", *Seismological Research Letters* 68, pp.58–73.