

## ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

Βαλκανιώτης Σ.<sup>1</sup>, Κόραβος Γ.<sup>2</sup>, Παπαδόπουλος Γ.<sup>3</sup>, Παυλίδης Σ.<sup>1</sup>, και Τσάπανος Θ.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Τομέας Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 546 21 Θεσσαλονίκη, [svalkan@geo.auth.gr](mailto:svalkan@geo.auth.gr),  
[pavlidess@geo.auth.gr](mailto:pavlidess@geo.auth.gr)

<sup>2</sup> Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ 546 21 Θεσσαλονίκη, [gkoravos@geo.auth.gr](mailto:gkoravos@geo.auth.gr),  
[tsapanos@geo.auth.gr](mailto:tsapanos@geo.auth.gr)

<sup>3</sup> Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, 118 10 Αθήνα, [papadop@gein.noa.gr](mailto:papadop@gein.noa.gr)

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η τεκτονική η σεισμικότητα και η σεισμική επικινδυνότητα της ευρύτερης περιοχής του Κορινθιακού κόλπου μελετώνται στην παρούσα εργασία. Ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μία ενεργή τεκτονική περιοχή στην οποία καταγράφεται κάθε χρόνο ένας ικανός αριθμός σεισμών. Στην περιοχή έχει καταγραφεί ένας ικανός αριθμός από κύματα tsunamis. Από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι σήμερα στην περιοχή έχουν καταγραφεί 46 σεισμοί με μέγεθος  $M_w > 6.0$ . Στην περιοχή υπάρχουν τόσο στην ξηρά όσο και στον θαλάσσιο χώρο 65 ενεργά ρήγματα, κάποια από τα οποία, συνδέονται με τη γένεση των σεισμών αυτών. Το μεγαλύτερο από τα ρήγματα αυτά είναι το ρήγμα των Δελφών με μήκος περίπου 15 Km. Το μεγαλύτερο μέγεθος σεισμού που έχει γίνει στην περιοχή είναι 6.8 και έχει πλήξει την περιοχή περισσότερες από 1 φορές. Ο πιο πρόσφατος σεισμός ήταν ο σεισμός που συνέβη στο Αίγιο το 1995 με μέγεθος  $M_w = 6.4$ . Τα αποτελέσματα από την μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας έδειξαν μεγάλες τιμές στο κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου και έγινε προσπάθεια ερμηνείας τους με την ύπαρξη στη περιοχή μεγάλου αριθμού ρηγμάτων.

## ACTIVE TECTONICS AND SEISMIC HAZARD IN THE BROADER AREA OF THE GULF OF CORINTH

Valkaniotis S.<sup>1</sup>, Koravos G.<sup>2</sup>, Papadopoulos G.<sup>3</sup>, Pavlides S.<sup>1</sup>, and Tsapanos T.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, [svalkan@geo.auth.gr](mailto:svalkan@geo.auth.gr), [pavlidess@geo.auth.gr](mailto:pavlidess@geo.auth.gr)

<sup>2</sup> Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, [gkoravos@geo.auth.gr](mailto:gkoravos@geo.auth.gr), [tsapanos@geo.auth.gr](mailto:tsapanos@geo.auth.gr)

<sup>3</sup> National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics, 118 10, Athens, [papadop@gein.noa.gr](mailto:papadop@gein.noa.gr)

### ABSTRACT

The tectonics and the seismic hazard for the broader area of the Gulf of Corinth are studied. The Gulf of Corinth, is a very active area as it is documented from the intense earthquake occurrence, some of which were reported to be accompanied by tsunamis. The area experienced of 46 earthquakes with  $M_w > 6.0$  since the historical epoch. There are also 65 tectonic fractures (faults) in the examined area. The largest is the Delfi Fault of ~ 15 Km length. Earthquakes of magnitude 6.8, the maximum observed, are known to have occurred several times. The most recent event occurred in Egio in 1995 with magnitude  $M_w = 6.4$ . The obtained results of the seismic hazard assessment indicated high values of estimated accelerations in the middle part of the Corinth Gulf, which are probably connected to the existence of many faults.

## ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

Βαλκανιώτης Σ.<sup>1</sup>, Κόραβος Γ.<sup>2</sup>, Παπαδόπουλος Γ.<sup>3</sup>, Παυλίδης Σ.<sup>1</sup>, και Τσάπανος Θ.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Τομέας Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 546 21 Θεσσαλονίκη, [svalkan@geo.auth.gr](mailto:svalkan@geo.auth.gr), [pavlidis@geo.auth.gr](mailto:pavlidis@geo.auth.gr)

<sup>2</sup> Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ 546 21 Θεσσαλονίκη, [gkoravos@geo.auth.gr](mailto:gkoravos@geo.auth.gr), [tsapanos@geo.auth.gr](mailto:tsapanos@geo.auth.gr)

<sup>3</sup> Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, 118 10 Αθήνα, [papadop@gein.noa.gr](mailto:papadop@gein.noa.gr)

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η τεκτονική η σεισμικότητα και η σεισμική επικινδυνότητα της ευρύτερης περιοχής του Κορινθιακού κόλπου μελετώνται στην παρούσα εργασία. Ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μία ενεργή τεκτονική περιοχή στην οποία καταγράφεται κάθε χρόνο ένας ικανός αριθμός σεισμών. Στην περιοχή έχει καταγραφεί ένας ικανός αριθμός από κύματα tsunamis. Από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι σήμερα στην περιοχή έχουν καταγραφεί 46 σεισμοί με μέγεθος  $M_w > 6.0$ . Στην περιοχή υπάρχουν τόσο στην ξηρά όσο και στον θαλάσσιο χώρο 65 ενεργά ρήγματα, κάποια από τα οποία, συνδέονται με τη γένεση των σεισμών αυτών. Το μεγαλύτερο από τα ρήγματα αυτά είναι το ρήγμα των Δελφών με μήκος περίπου 15 Km. Το μεγαλύτερο μέγεθος σεισμού που έχει γίνει στην περιοχή είναι 6.8 και έχει πλήξει την περιοχή περισσότερες από 1 φορές. Ο πιο πρόσφατος σεισμός ήταν ο σεισμός που συνέβη στο Αίγιο το 1995 με μέγεθος  $M_w = 6.4$ . Τα αποτελέσματα από την μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας έδειξαν μεγάλες τιμές στο κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου και έγινε προσπάθεια ερμηνείας τους με την ύπαρξη στη περιοχή μεγάλου αριθμού ρηγμάτων.

### ACTIVE TECTONICS AND SEISMIC HAZARD IN THE BROADER AREA OF THE GULF OF CORINTH

Valkaniotis S.<sup>1</sup>, Koravos G.<sup>2</sup>, Papadopoulos G.<sup>3</sup>, Pavlides S.<sup>1</sup>, and Tsapanos T.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, [svalkan@geo.auth.gr](mailto:svalkan@geo.auth.gr), [pavlidis@geo.auth.gr](mailto:pavlidis@geo.auth.gr)

<sup>2</sup> Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, [gkoravos@geo.auth.gr](mailto:gkoravos@geo.auth.gr), [tsapanos@geo.auth.gr](mailto:tsapanos@geo.auth.gr)

<sup>3</sup> National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics, 118 10, Athens, [papadop@gein.noa.gr](mailto:papadop@gein.noa.gr)

### ABSTRACT

The tectonics and the seismic hazard for the broader area of the Gulf of Corinth are studied. The Gulf of Corinth, is a very active area as it is documented from the intense earthquake occurrence, some of which were reported to be accompanied by tsunamis. The area experienced of 46 earthquakes with  $M_w > 6.0$  since the historical epoch. There are also 65 tectonic fractures (faults) in the examined area. The largest is the Delfi Fault of ~ 15 Km length. Earthquakes of magnitude 6.8, the maximum observed, are known to have occurred several times. The most recent event occurred in Egio in 1995 with magnitude  $M_w = 6.4$ . The obtained results of the seismic hazard assessment indicated high values of estimated accelerations in the middle part of the Corinth Gulf, which are probably connected to the existence of many faults.

## 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου είναι τεκτονικά ενεργή. Χαρακτηριστικές είναι οι περιπτώσεις της αρχαίας Ελικής και της παλιάς Κορίνθου που καταστράφηκαν ολοσχερώς από σεισμούς με μέγεθος  $M_w=6.8$  το 373 π.Χ. (Papazachos & Papazachou, 1997) και  $M_w=6.5$  το 1858, (Papadopoulos, 2000). Από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι σήμερα στη περιοχή έχουν καταγραφεί 46 μεγάλοι σεισμοί με μέγεθος  $M_w>6.0$ . Ο Papadopoulos (2000) βρήκε ενδείξεις ότι στον Κορινθιακό κόλπο έχουν παρατηρηθεί 23 tsunamis. Αρκετοί ισχυροί ιστορικοί σεισμοί συνδέονται με τα ρήγματα της περιοχής (Ambraseys & Jackson 1998; Pavides et al. 2004). Στην εργασία αυτή γίνεται μία προσπάθεια να συνδυασθούν τεκτονικά και σεισμολογικά δεδομένα της περιοχής και να εξαχθούν συμπεράσματα για την πιθανή συσχέτιση της έντονης τεκτονικής με τη σεισμική επικινδυνότητα της ευρύτερης περιοχής του Κορινθιακού κόλπου.

## 2 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

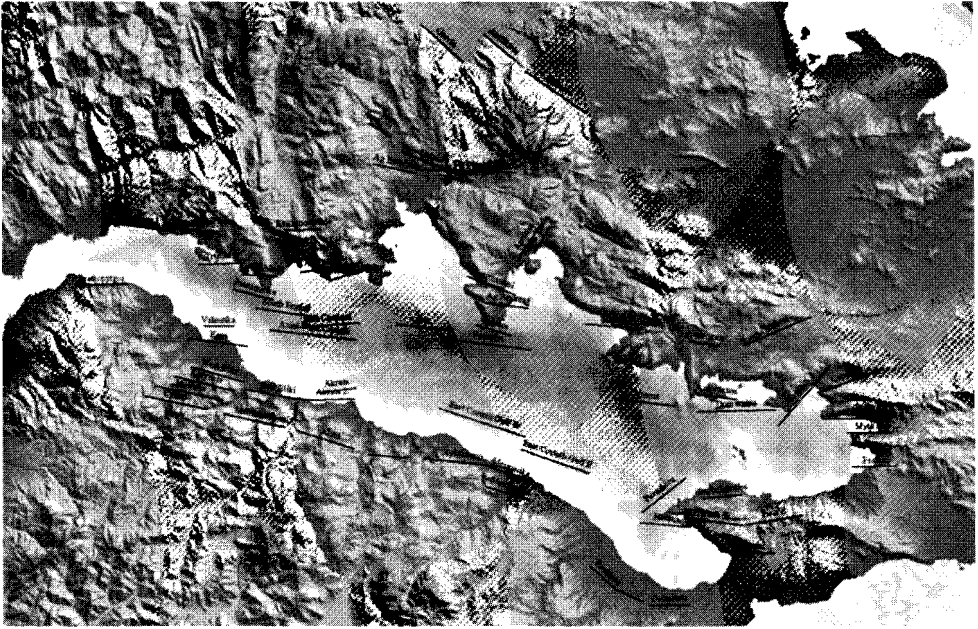
Με βάση το σημερινό πεδίο των τάσεων και τη γεωδυναμική κατάσταση του Αιγαίου Πελάγους, στη ζώνη που μελετάμε δεσπόζουν οι οριζόντιες εφελκυστικές δυνάμεις που ασκούνται κατά την διεύθυνση βορρά-νότου, δημιουργώντας κατά κανόνα, κανονικά ρήγματα που έχουν παράταξη κατά την διεύθυνση ανατολής-δύσης (Armijo et al. 1992; Papazachos & Kiratzi 1992). Τα ρήγματα αυτά, τα περισσότερα Τεταρτογενούς ηλικίας (<1 κ. χρόνια) αλλά και πολλά παλαιότερα ρήγματα που επαναδραστηριοποιούνται, κατανέμονται κυρίως στα περιθώρια του βυθίσματος του Κορινθιακού Κόλπου, διαμορφώνοντας ένα έντονο ανάγλυφο, όπως στις περιπτώσεις των ρηγμάτων Δελφών-Αράχovas, του Μαραθιά και στον Κόλπο των Αλκυονίδων. Αρκετοί ισχυροί ιστορικοί σεισμοί συνδέονται με τα ρήγματα αυτά (Ambraseys & Jackson 1998, Pavides et al. 2004). Επίσης, αρκετά από τα ρήγματα της περιοχής εμφανίζουν μια οριζόντια μετατόπιση κίνηση, ενώ εντοπίζονται και περιπτώσεις ενεργοποίησης παλαιότερων ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ - ΝΑ και ΝΝΔ - ΒΒΑ (Valkaniotis & Pavlides, 2007).

Τα κυριότερα ρήγματα/συστήματα ρηγμάτων της περιοχής είναι το σύστημα ρηγμάτων Δελφών-Αράχovas-Άμφισσας (με ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς τα έτη 279 πΧ, 551, 1509 και 1870), το ρήγμα της Ελικής (373 πΧ και 1861), τα ρήγματα Καπαρελλίου, Πισίων και Περαιώνας (1981) και το ρήγμα Ξυλόκαστρου (1402). Αρκετοί ιστορικοί σεισμοί καθώς και σεισμοί ενόργανης σεισμικότητας, συνδέονται με τα υποθαλάσσια ρήγματα στην περιοχή του Γαλαξιδίου (996, 1660, 1794, 1992), ενώ μια ακολουθία ισχυρών σεισμών σχετίζεται με τα ρήγματα στην περιοχή της Ναυπάκτου. Πολυάριθμα ρήγματα (όπως του Ελικώνα, της Λειβαδιάς, Ψάθας, Δόμβραιναις, Άμφισσας, Αμυγδαλέας, Ερατεινής) εμφανίζουν στοιχεία που επιτρέπουν τον χαρακτηρισμό τους ως ενεργά (μορφοτεκτονικά, γεωλογικά), χωρίς να συνδέονται με ιστορικούς σεισμούς, κάτι που είναι αναμενόμενο λαμβάνοντας υπόψη πιθανά κενά της ιστορικής καταγραφής και τη μεγάλη περίοδο επανάληψης (>1000 έτη) που παρουσιάζουν τα ενεργά ρήγματα στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο. Επίσης, έντονη ανάπτυξη και δραστηριότητα παρουσιάζουν (ειδικά μετά από λεπτομερείς υποθαλάσσιες έρευνες που έχουν διεξαχθεί τα τελευταία χρόνια) και τα υποθαλάσσια ρήγματα του Κορινθιακού (Doutsos and Piper 1990, Πουλημένος 1991, Roberts and Koukouvelas, 1996, Goldsworthy et al. 2002, Στεφάτος 2005, Zygouri et al. 2008), τα οποία πρέπει να συνδέονται με πληθώρα ιστορικών σεισμών για τους οποίους υπάρχει ασάφεια ως προς την σεισμολογική πηγή. Στη περιοχή που μελετάμε υπάρχουν τόσο στην ξηρά όσο και στο θαλάσσιο χώρο 65 ενεργά ρήγματα που συνδέονται με τη γένεση των σεισμών αυτών. Στο σχήμα 1 έχουν χαρτογραφηθεί τα γνωστά ρήγματα της περιοχής που μελετούμε, ενώ στο σχήμα 2 διακρίνονται τα ρήγματα Δελφών-Άμφισσας-Αράχovas, καθώς επίσης και η τομή του ρηγματος της Άμφισσας και το κανονικό ρήγμα του Ελικώνα.

## 3 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Από τη δεκαετία του 60 η μέθοδος του Gumbel ήταν ένα καλό εργαλείο στα χέρια των σεισμολόγων για την μελέτη της σεισμικότητας μίας περιοχής. Από την αρχή όμως αντιμετώπισε και την εξής μεγάλη δυσκολία. Οι κατάλογοι με τους σεισμούς επιδέχονταν πολύ ικανοποιητική επεξεργασία μόνο για πρόσφατες χρονικές περιόδους. Υπήρχαν όμως περιοχές, όπως η υπό μελέτη, στην

οποία συνέβησαν μεγάλοι σεισμοί κατά την ιστορική περίοδο. Εξάλλου σε διάφορες χρονικές περιόδους και για διάφορες συγκυρίες υπήρχε έλλειψη δεδομένων.



Σχήμα 1. Τα γνωστά ρήγματα της περιοχής

Για να ξεπεράσουν τέτοιου είδους εμπόδια οι Kijko & Sellevoll (1989, 1992) ανέπτυξαν μία μεθοδολογία με βάση την οποία τα προαναφερθέντα μειονεκτήματα καλύπτονται. Με την μεθοδολογία αυτή (μέγιστης πιθανοφάνειας) μπορούμε πια να υπολογίζουμε με μεγάλη ασφάλεια διάφορες σεισμικές παραμέτρους. Η μεθοδολογία επιτρέπει τη χρήση τόσο ιστορικών όσο και πρόσφατων σεισμών, λαμβάνει υπόψη τις χρονικές περιόδους χωρίς δεδομένα (gaps), και μπορεί να λάβει υπόψη της ακόμα και έναν και μοναδικό σεισμό που συνέβη κατά τους ιστορικούς χρόνους, ενώ στην περιοχή έχουμε μόνο σεισμούς πρόσφατων χρόνων.

Με άλλα λόγια η μέθοδος λαμβάνει υπόψη της:

- α) Τους ιστορικούς σεισμούς (extremes), που προφανώς έχουν μεγάλα μεγέθη, χωρίς να απαιτείται το κριτήριο της πληρότητας και
- β) Τον κατάλογο των καταγεγραμμένων σεισμών με πλήρη σεισμολογικά δεδομένα και ο οποίος μπορεί να υποδιαιρεθεί σε υπο-καταλόγους με διαφορετική πληρότητα των σεισμικών μεγεθών ( $M_{min}$ ).

Οι παράμετροι που εκτιμώνται μέσω της μεθοδολογίας είναι:

α) ο μέγιστος πιθανός σεισμός της περιοχής,  $M_{max}^{reg}$  (maximum possible-regional earthquake) που ορίζει ένα ανώτερο όριο σεισμού και σχετίζεται με συγκεκριμένη σεισμική περιοχή και χρησιμοποιείται στην πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας,

β) το μέσο ποσοστό εμφάνισης (mean activity rate),  $\lambda$ , των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου ορίου

γ) την παράμετρο  $\beta$  που συνδέεται με τη γνωστή παράμετρο  $b$  των Gutenberg-Richter, με τη σχέση  $b = \beta \log_{10}(e)$

Με τη μεθοδολογία υπολογίζονται επίσης

δ) οι αβεβαιότητες ( $\sigma_{m,\lambda,\beta}$ ) των τριών προηγούμενων παραμέτρων

ε) η πιθανότητα υπέρβασης προκαθορισμένων σεισμικών μεγεθών

Η μεθοδολογία βασίζεται στις εξής παραδοχές:

- Η εμφάνιση των σεισμών ακολουθεί τους νόμους της κατανομής Poisson και
- Τα σεισμικά μεγέθη ακολουθούν τη διπλή αποτετημημένη εκθετική κατανομή

Η διαδικασία για τον υπολογισμό του  $M_{\max}^{reg}$  βασίζεται σε μία σχέση που συγκρίνει τον μέγιστο σεισμό  $M_{\max}^{obs}$  που καταγράφηκε σε μία περιοχή και του μέγιστου αναμενόμενου  $E(M_{\max}/T)$  κατά τη διάρκεια ενός χρονικού διαστήματος  $T$ , του καταλόγου και δίνεται από τη σχέση

$$M_{\max}^{reg} = M_{\max}^{obs} + \frac{E_1(TZ_2) - E_1(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} + M_{\min} \exp(-\lambda T) \quad (1)$$

Οι ποσότητες στην εξίσωση (9) υπολογίζονται από τις σχέσεις:  $Z_1 = \lambda A_1 / (A_1 - A_2)$ ,  $Z_2 = \lambda A_2 / (A_1 - A_2)$ ,  $A_1 = \exp(-\beta M_{\min})$ ,  $A_2 = \exp(-\beta M_{\max}^{obs})$  και υποδηλώνουν εκθετικές ολοκληρωτικές συναρτήσεις της γενικευμένης μορφής (Abramowitz & Stegun, 1970):

$$E_1(z) = \int_z^{\infty} \exp(-\zeta) / \zeta d\zeta \quad (2)$$

Η διακύμανση του  $M_{\max}^{reg}$  εκτιμάται με βάση την σχέση που διατυπώθηκε από τους Kijko & Graham (1998):

$$Var(M_{\max}^{reg}) = \sigma_M^2 + \left[ \frac{E_1(TZ_2) - E_2(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} + M_{\min} \exp(-\lambda T) \right]^2 \quad (3)$$

όπου υποθέτουμε ότι το  $M_{\max}^{obs}$  ενέχει ένα σφάλμα παρατήρησης που ακολουθεί κανονική κατανομή με τυπική απόκλιση στη ακολουθώντας τη διαδικασία που εισήχθη από τους Tinti & Mulargia (1985).

Τα δεδομένα μας χωρίστηκαν σε έναν κατάλογο με τους ιστορικούς σεισμούς και σε πέντε υποκαταλόγους προσφάτων σεισμών που είχαν ο καθένας διαφορετική πληρότητα. Τα αποτελέσματα μας έδειξαν ότι η παράμετρος  $b$  της σχέσης των Gutenberg-Richter είναι  $0.97+0.02$ ,

το μέγιστο πιθανό μέγεθος της περιοχής είναι  $M_{\max}^{reg} = 6.81+0.22$ , ενώ στη περιοχή συμβαίνουν 123 σεισμοί με μεγέθη  $M > 2.7$  στη μονάδα του χρόνου.

Τα αποτελέσματα αυτά είναι σχεδόν ταυτόσημα με τα πραγματικά δεδομένα, αφού ο μεγαλύτερος σεισμός που έχει συμβεί στην περιοχή, όπως προαναφέραμε, είχε μέγεθος  $M=6.8$ . Σεισμοί με τέτοιο μέγεθος έπληξαν την υπό μελέτη περιοχή αρκετές φορές. Ενδεικτικά αναφέρουμε τον σεισμό του 1870 (της Αράχovas) και συνδέεται άμεσα με το ρήγμα των Δελφών.

Η τιμή της παραμέτρου  $b$  είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα που βρήκαν για την περιοχή οι Parazachos & Parazachou (1997). Στη μεθοδολογία υπάρχει μία παράμετρος που ονομάζεται «συντελεστής μεταφορά» που ελέγχει την ορθότητα των αποτελεσμάτων. Η βέλτιστη τιμή του είναι 1.00, ενώ για τους υπολογισμούς της περιοχής έχει τιμή ίση με 1.03. Τα αποτελέσματά μας δηλ. σε σχέση με τα δεδομένα μας έχουν σφάλμα μόνο 0.03.

Στο Σχήμα (3) βλέπουμε μία σχηματική παράσταση της μεθοδολογίας.

δ) οι αβεβαιότητες ( $\sigma_{m,\lambda,\beta}$ ) των τριών προηγούμενων παραμέτρων

ε) η πιθανότητα υπέρβασης προκαθορισμένων σεισμικών μεγεθών

Η μεθοδολογία βασίζεται στις εξής παραδοχές:

- Η εμφάνιση των σεισμών ακολουθεί τους νόμους της κατανομής Poisson και
- Τα σεισμικά μεγέθη ακολουθούν τη διπλή αποτετμημένη εκθετική κατανομή

Η διαδικασία για τον υπολογισμό του  $M_{\max}^{reg}$  βασίζεται σε μία σχέση που συγκρίνει τον μέγιστο σεισμό  $M_{\max}^{obs}$  που καταγράφηκε σε μία περιοχή και του μέγιστου αναμενόμενου  $E(M_{\max}/T)$  κατά τη διάρκεια ενός χρονικού διαστήματος  $T$ , του καταλόγου και δίνεται από τη σχέση

$$M_{\max}^{reg} = M_{\max}^{obs} + \frac{E_1(TZ_2) - E_1(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} + M_{\min} \exp(-\lambda T) \quad (1)$$

Οι ποσότητες στην εξίσωση (9) υπολογίζονται από τις σχέσεις:  $Z_1 = \lambda A_1 / (A_1 - A_2)$ ,  $Z_2 = \lambda A_2 / (A_1 - A_2)$ ,  $A_1 = \exp(-\beta M_{\min})$ ,  $A_2 = \exp(-\beta M_{\max}^{obs})$  και υποδηλώνουν εκθετικές ολοκληρωτικές συναρτήσεις της γενικευμένης μορφής (Abramowitz & Stegun, 1970):

$$E_1(z) = \int_z^{\infty} \exp(-\zeta) / \zeta d\zeta \quad (2)$$

Η διακύμανση του  $M_{\max}^{reg}$  εκτιμάται με βάση την σχέση που διατυπώθηκε από τους Kijko & Graham (1998):

$$Var(M_{\max}^{reg}) = \sigma_M^2 + \left[ \frac{E_1(TZ_2) - E_2(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} + M_{\min} \exp(-\lambda T) \right]^2 \quad (3)$$

όπου υποθέτουμε ότι το  $M_{\max}^{obs}$  ενέχει ένα σφάλμα παρατήρησης που ακολουθεί κανονική κατανομή με τυπική απόκλιση στη ακολουθώντας τη διαδικασία που εισήχθη από τους Tinti & Mulargia (1985).

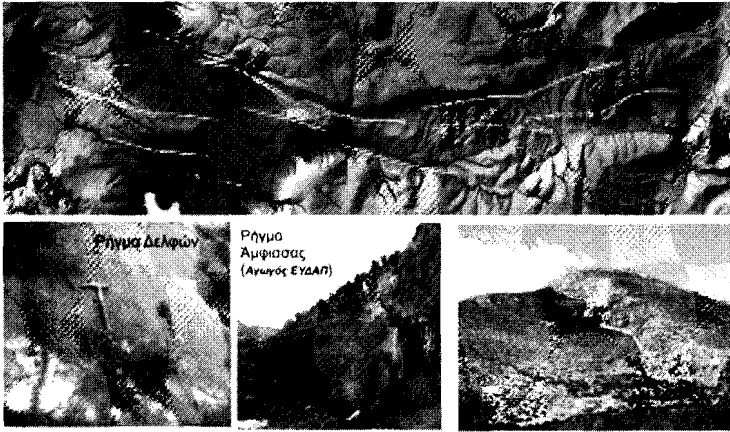
Τα δεδομένα μας χωρίστηκαν σε έναν κατάλογο με τους ιστορικούς σεισμούς και σε πέντε υποκαταλόγους προσφάτων σεισμών που είχαν ο καθένας διαφορετική πληρότητα. Τα αποτελέσματα μας έδειξαν ότι η παράμετρος  $b$  της σχέσης των Gutenberg-Richter είναι  $0.97 \pm 0.02$ ,

το μέγιστο πιθανό μέγεθος της περιοχής είναι  $M_{\max}^{reg} = 6.81 \pm 0.22$ , ενώ στη περιοχή συμβαίνουν 123 σεισμοί με μεγέθη  $M > 2.7$  στη μονάδα του χρόνου.

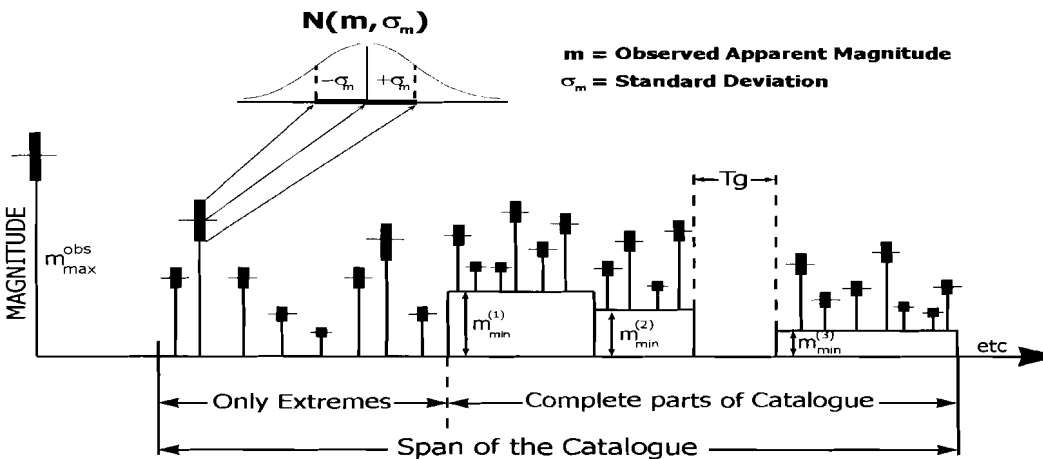
Τα αποτελέσματα αυτά είναι σχεδόν ταυτόσημα με τα πραγματικά δεδομένα, αφού ο μεγαλύτερος σεισμός που έχει συμβεί στην περιοχή, όπως προαναφέραμε, είχε μέγεθος  $M = 6.8$ . Σεισμοί με τέτοιο μέγεθος έπληξαν την υπό μελέτη περιοχή αρκετές φορές. Ενδεικτικά αναφέρουμε τον σεισμό του 1870 (της Αράχοβας) και συνδέεται άμεσα με το ρήγμα των Δελφών.

Η τιμή της παραμέτρου  $b$  είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα που βρήκαν για την περιοχή οι Papazachos & Papazachou (1997). Στη μεθοδολογία υπάρχει μία παράμετρος που ονομάζεται «συντελεστής μεταφορά» που ελέγχει την ορθότητα των αποτελεσμάτων. Η βέλτιστη τιμή του είναι 1.00, ενώ για τους υπολογισμούς της περιοχής έχει τιμή ίση με 1.03. Τα αποτελέσματά μας δηλ. σε σχέση με τα δεδομένα μας έχουν σφάλμα μόνο 0.03.

Στο Σχήμα (3) βλέπουμε μία σχηματική παράσταση της μεθοδολογίας.



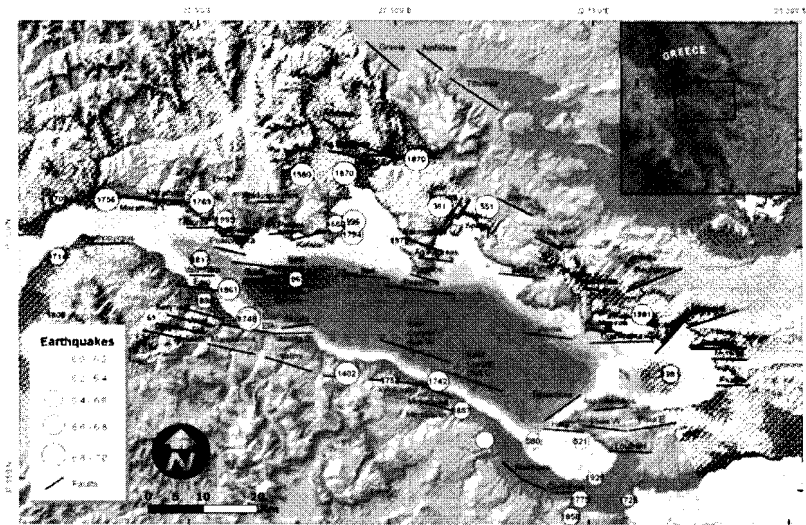
Σχήμα 2. Τα ρήγματα της περιοχής Δελφών-Άμφισσας-Αράχovas. Κάτω: (αριστερά) το ρήγμα των Δελφών, (κέντρο) τομή του ρήγματος της Άμφισσας και (δεξιά) κανονικό ρήγμα στον Ελικώνα



Σχ. 3. Σχηματική παράσταση της μεθοδολογίας Kijko & Sellevoll (1989, 1992). Η προσέγγιση αυτή (μέγιστη πιθανοφάνεια) επιτρέπει τον συνδυασμό των ιστορικών σεισμών (extremes) με (κατάλογους) σεισμών με πληρότητα (complete parts) που έχουν ο κάθε ένας διαφορετικό κατώτερο μέγεθος ( $M_{min}^{(1)}, M_{min}^{(2)}, etc.$ ). Η μεθοδολογία επίσης δέχεται την ύπαρξη κενών από σεισμούς διαστημάτων ( $T_g$ ) που προκλήθηκαν από διάφορους λόγους.

Οι σεισμοί με μέγεθος  $M_w > 6.0$  που έγιναν στη περιοχή από το 373 π.Χ. μέχρι σήμερα έχουν χαρτογραφηθεί στο σχήμα 4. Στο εν λόγω σχήμα μπορούμε εύκολα να παρατηρήσουμε ότι η πλειονότητα αυτών συνδέονται με τα ρήγματα της περιοχής, ενώ υπάρχουν σεισμοί που έγιναν στο ίδιο σχεδόν επίκεντρο.

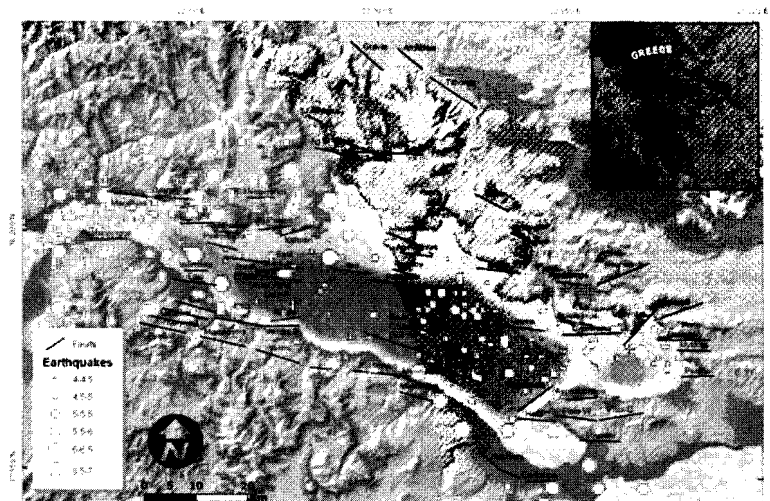
Στο σχήμα 5 έχουμε χαρτογραφήσει τους σεισμούς με μέγεθος  $M_w \geq 4.0$  που έγιναν στην περιοχή. Παρατηρούμε ότι η πλειονότητα αυτών σχετίζεται με τα ρήγματα της περιοχής. Είναι πολύ ενδιαφέρουσα η περίπτωση του ρήγματος της Περαχώρας (δεξί μέρος του σχήματος 5) όπου οι σεισμοί των μικρότερων μεγεθών ( $M_w \leq 5.0$ ) μας δείχνουν την πιθανή νοητή προέκταση του ρήγματος προς βορειοανατολικά στο θαλάσσιο χώρο. Με το ρήγμα αυτό σχετίζεται ο ισχυρός σεισμός που έγινε το 1981 με μέγεθος  $M_s = 6.7$ .



Σχήμα 4. Επίκεντρα σεισμών με μέγεθος  $M_w \geq 6.0$  και η σύνδεσή τους με τα ρήγματα στην περιοχή μελέτης.

Σύμφωνα με τον ΕΑΚ 2000 (Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός, όπως αυτός τροποποιήθηκε Φ.Ε.Κ. Β' 1154/12-8-2003, απόφαση αριθμ. Δ17α/115/9/ΦΝ275) η περιοχή που μελετάται χαρακτηρίζεται σαν μία ζώνη υψηλής σεισμικότητας. Με βάση αυτόν η αναμενόμενη σεισμική επιτάχυνση για την περιοχή που έχει πιθανότητα 10% υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια είναι  $a=0.24g$ , δηλ. 24% της επιτάχυνσης της βαρύτητας. Με βάση την τιμή αυτή της σεισμικής επιτάχυνσης τόσο η περιοχή του Πατραϊκού όσο και η περιοχή του Κορινθιακού κόλπου ανήκουν στη ζώνη II. Στη συνέχεια έγινε εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τη σεισμική επιτάχυνση. Η μέθοδος βασίστηκε στη μεθοδολογία που ανέπτυξαν οι Kijko & Graham (1999). Ο σκοπός μας ήταν:

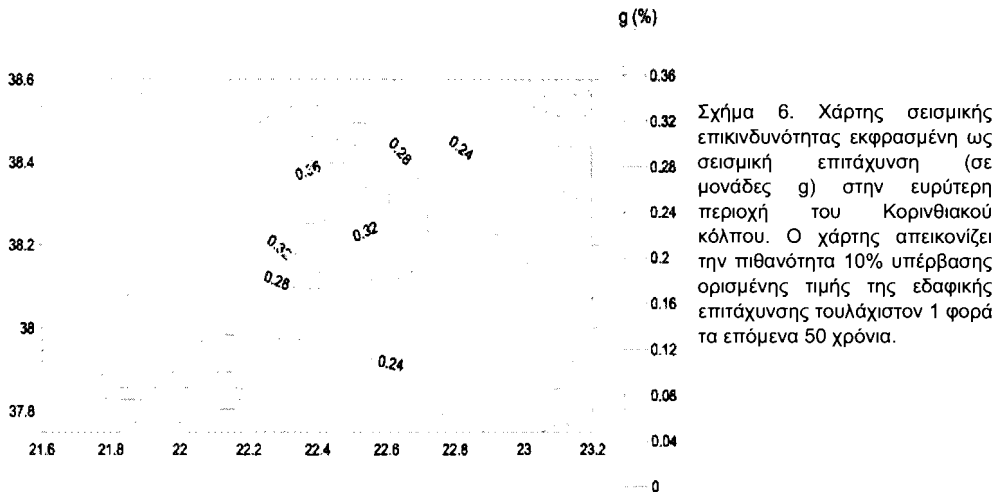
- α) να συγκρίνουμε τις τιμές που δίνει ο Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός, που εκτιμήθηκαν με τις κλασσικές μεθόδους (π.χ. McGuire 1976), με μία νέα μεθοδολογία που στηρίζεται σε διαφορετική προσέγγιση του θέματος και
- β) να δώσουμε ένα χάρτη τοπικής σεισμικής επικινδυνότητας για την περιοχή μελέτης που σύμφωνα με τη μέχρι τώρα γνώση μας δεν έχει δοθεί στο παρελθόν.



Σχήμα 5. Επίκεντρα σεισμών με μέγεθος  $M_w \geq 4.0$  και η σύνδεσή τους με τα ρήγματα στην περιοχή. Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.



Στο Σχήμα 5 έχει χαρτογραφηθεί η χωρική κατανομή της σεισμικής επιτάχυνσης στην περιοχή. Πρόκειται για έναν ομαλοποιημένο χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας, που εκφράζεται σαν την πιθανότητα 10% υπέρβασης ορισμένης τιμής της εδαφικής επιτάχυνσης τουλάχιστον 1 φορά τα επόμενα 50 χρόνια. Η επιτάχυνση μετριέται σε μονάδες g (επί τις % η επιτάχυνση της βαρύτητας). Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας έγινε με βάση τον νόμο απόσβεσης που βρέθηκε για τον Ελληνικό χώρο (Μάργαρης και συν., 2001). Ελήφθη υπόψη στους υπολογισμούς ο τύπος του εδάφους της περιοχής. Χρησιμοποιήθηκε ο ενδιάμεσος τύπος εδάφους (1) αφού η περιοχή εκτείνεται από τα βουνά του νότιου τμήματος της Στερεάς Ελλάδας και του βόρειου τμήματος της Πελοποννήσου (βράχος τύπος εδάφους 0) μέχρι τη θάλασσα (χαλαρό έδαφος, τύπος 2).



Όπως προαναφέραμε, σύμφωνα με τον Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό η αναμενόμενη σεισμική επιτάχυνση για τη περιοχή που έχει πιθανότητα 10% υπέρβασης τα επόμενα 50 χρόνια είναι  $a=0.24g$ . Στο χάρτη (σχήμα 6) που παραθέτουμε έχουμε τιμές σεισμικής επιτάχυνσης μεταξύ 0.00– 0.36 g. Στις περιοχές που εμφανίζουν 0.0 g ουσιαστικά δεν έχουμε δεδομένα. Οι τιμές μεταξύ 0.04 g και 0.20 g εμφανίζονται: α) στο νοτιοδυτικό και β) στο βορειοανατολικό μέρος, της περιοχής. Η τιμή 0.24 g πραγματικά είναι η επικρατούσα στην ευρύτερη περιοχή που μελετούμε. Από την άλλη μεριά εμφανίζονται και τιμές που υπερβαίνουν την τιμή αυτή και φθάνουν μέχρι την τιμή  $a=0.36$  g. Η τιμή της σεισμικής επιτάχυνσης 0.28 g περικλείει την περιοχή από τη Ναύπακτο μέχρι τον κόλπο της Αντίκυρας και από την Άμφισσα μέχρι το Αίγιο. Οι τιμές με  $a=0.32$  g εκτείνονται από την Ερατεινή μέχρι τον κόλπο της Ιτέας (συμπεριλαμβανομένου) και από το Διακοφτό μέχρι την Ιτέα. Τέλος η μεγαλύτερη τιμή της σεισμικής επιτάχυνσης που εκτιμήθηκε, δηλ.  $a=0.36$  g εντοπίζεται στον κόλπο της Ιτέας και στο Γαλαξίδι. Εδώ να τονίσουμε ότι το 1992 σεισμός με μέγεθος  $M_w=5.7$  έπληξε το Γαλαξίδι. Η ένταση του έφθασε το  $I=+VI$  προκαλώντας ζημιές (Parazachos et al. 1997)

Οι τιμές της σεισμικής επιτάχυνσης με τιμές μεγαλύτερες από αυτές που δίνει ο Αντισεισμικός Κανονισμός (δηλ. 0.24 g) μπορούν να ερμηνευτούν με βάση τη σεισμοτεκτονική της περιοχής. Στην περιοχή που περικλείεται από τιμές της σεισμικής επιτάχυνσης μεγαλύτερες ή ίσες από 0.28 g έχουν γίνει οι 25 από τους 46 συνολικά ισχυρούς σεισμούς με μέγεθος  $M_w>6.0$  και στον ίδιο χώρο βρίσκονται τα 40 από τα 65 συνολικά ρήγματα της περιοχής.

Το ρήγμα στο Καπαρέλι βρίσκεται στη ζώνη των σεισμικών επιταχύνσεων 0.20-0.24 g. Το ρήγμα της Περαχώρας βρίσκεται στη ζώνη των επιταχύνσεων 0.24-0.28 g. Με τα δύο αυτά ρήγματα συνδέονται οι 2 σεισμοί που έγιναν το 1981 με μέγεθος  $M_w=6.7$  και  $M_w=6.3$  (Parazachos et al. 1997). Το Αίγιο όπου συνέβη ο σεισμός του 1995 με μέγεθος  $M_w=6.4$  (με ζημιές και θύματα) βρίσκεται στη ζώνη που έχει σεισμική επιτάχυνση 0.28 g.

## 4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκε η τεκτονική, η σεισμικότητα και η σεισμική επικινδυνότητα της ευρύτερης περιοχής του Κορινθιακού κόλπου. Η μελέτη έδειξε ότι στην περιοχή υπάρχουν, τόσο στην ξηρά όσο και στο θαλάσσιο χώρο, 65 ενεργά ρήγματα και έχουν συμβεί 46 ισχυροί σεισμοί με μέγεθος  $M_w > 6.0$ . Το πρώτο συμπέρασμα στο οποίο καταλήξαμε είναι ότι το μέγιστο δυναμικό των ρηγμάτων μπορεί να προκαλέσει σεισμό με μέγεθος  $M=6.8$ , που είναι και το μέγιστο μέγεθος που έχει παρατηρηθεί στην περιοχή. Το μέγεθος αυτό έχει πλήξει την περιοχή επτά φορές (373 και 279 π.Χ., 996, 1580, 1756, 1769 και 1870). Υπολογίστηκε επίσης η παράμετρος  $b$  της σχέσης των Gutenberg-Richter και βρέθηκε ίση με 0.97, ενώ στη περιοχή συμβαίνουν 123 σεισμοί με μεγέθη  $M > 2.7$  στη μονάδα του χρόνου.

Στην περιοχή εκτιμήθηκαν οι τιμές της σεισμικής επιτάχυνσης και η χωρική τους κατανομή και παρουσιάστηκαν σε χάρτη. Ο χάρτης αυτός παρουσιάζει την πιθανότητα 10% υπέρβασης ορισμένης τιμής της εδαφικής επιτάχυνσης τουλάχιστον 1 φορά τα επόμενα 50 χρόνια. Υπάρχουν τιμές πάνω στο χάρτη που υπερβαίνουν την τιμή που δίνει ο Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός ( $a=0.24$  g), φθάνοντας μέχρι την τιμή  $a=0.36$  g. Συμπεραίνεται ότι οι υψηλές τιμές της σεισμικής επιτάχυνσης  $a > 0.28$  g οφείλονται στο ότι στην περιοχή αυτή (των υψηλών τιμών) υπάρχουν 40 από τα 65 συνολικά ρήγματα και έχουν γίνει οι 25 από τους 46 ισχυρούς σεισμούς με μέγεθος  $M_w > 6.0$ .

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν την ΓΓΕΤ για την οικονομική υποστήριξη του κ. Σ. Βαλκανιώτη μέσω του προγράμματος ΠΕΝΕΔ 03ΕΔ971/2003.

## ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Abramowitz M. & Stegun I.R., 1970. Handbook of Mathematical Functions, 9<sup>th</sup> edit., Dover Publ., New York.
- Ambraseys N.N. & Jackson J. 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean Region. *Geophys. J. Int.*, 133, 390-406.
- Armijo R., Lyon-Caen H. & Papanastasiou D., 1992. East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20, 491-494.
- Doutsos T. & Pipe, D.J.W., 1990. Listric faulting, sedimentation and morphological evolution of the quaternary eastern Corinth rift, Greece: first stages of continental rifting. *Bull. Geol. Soc. Am.* 102, 812-829.
- Goldsworthy M. Jackson J. & Haines J., 2002. The continuity of active fault systems in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148, 596-618.
- Kijko A. & Sellevoll M.A., 1989. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 645-654.
- Kijko A. & Sellevoll M.A., 1992. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 120-134.
- Kijko A. & Graham G., 1998. Parametric-Historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I. Estimation of maximum regional magnitude  $m_{max}$ . *Pageoph*, 152, 413-442.
- Kijko A. & Graham G., 1999. 'Parametric-historic' procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part II. Assessment of seismic hazard at specified site. *Pageoph*, 154, 1-22.
- Μάργαρης Β., Παπαζάχος Β., Παπαϊωάννου Χ., Θεοδοουλίδης Ν., Καλογεράς Ι. & Σκαρλατούδης Α., 2001. Εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης της οριζόντιας ισχυρής κίνησης των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου. Πρακτικά 2<sup>ου</sup> Συν. Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, Θεσσαλονίκη 28-30 Νοεμβρίου 2001, Α, 27-36.
- McGuire R.K., 1976. EQRISK: FORTRAN computer program for seismic risk analysis. U.S. Geol. Surv. Open file rep., No 76-79, 90pp.
- Papadopoulos G.A., 2000. Historical earthquakes and tsunamis in the Corinth rift, central Greece. National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics, publ. No 12, 128p.
- Papazachos C.B. and Kiratzi, A.A., 1992. A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and an application to central Greece. *Geophys. J. Int.*, 111, 424-432.
- Papazachos B.C & Papazachou C., 1997. The earthquakes of Greece. Ziti Publications, Thessaloniki, 304p.
- Papazachos B.C., Papaioannou Ch.A., Papazachos C.B & Savvaidis A.S., 1997. Atlas of isoseismal maps for strong shallow earthquakes in Greece and surrounding area (426 B.C.-1995). Univ. of Thessaloniki, Geophysical Lab., Publ. No 4, 188 p.

- Pavlidis S., Koukouvelas I., Kokkalas S., Stamatopoulos I., Keramydas D. & Tsodoulos I., 2004. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (central Greece). *Quaternary International*, vol. 115-116, 139-154.
- Πουλημένος Γ.Α., 1991. Τεκτονική ανάλυση και ιζηματολογία του δυτικού μέρους του Κορινθιακού κόλπου. Διδ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, 298σελ.
- Roberts G.P. & Koukouvelas I., 1996. Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system: implications for models of fault growth. *Ann. Geofisica*, 39 (3), 619-646.
- Στεφάτος, Α., 2005. Μελέτη της ιζηματολογιακής διαδικασίας και τεκτονική δομή του Κορινθιακού κόλπου με χρήση γεωφυσικών μεθόδων. Διδ. Διατριβή Πανεπιστήμιο Πατρών, 221 σελ.
- Tinti S. & Mulargia F., 1985. Effects of magnitude uncertainties in the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1681-1697.
- Valkaniotis S. & Pavlidis S., 2007. Active tectonics in the northern rim of Corinth gulf rift (central Greece): the Delphi-Araehova-Amfissa fault system. *EGU Geophysical Research Abstracts*, vol. 9, 11277.
- Zygouri V., Verroios S., Kokkalas S., Xypolias P. & Koukouvelas, I.K., 2008. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece; comparison between offshore and onshore active faults, *Tectonophysics*, (in press).