

Μεσοπρόθεσμη Πρόγνωση Ισχυρών Σεισμών στον Ελληνικό Χώρο με τη Μέθοδο της Επιβραδυνόμενης- Επιταχυνόμενης Σεισμικής Παραμόρφωσης: Ακρίβεια και Πρακτική Σημασία της

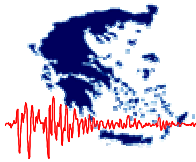
Intermediate-term Prediction of Strong Earthquakes in Greece
using the Method of Deceleration-Acceleration of Seismic
Deformation: Its Accuracy and Practical Implications

Κωνσταντίνος Β. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ: Στην παρούσα εργασία μελετάται η μέθοδος μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης των σεισμών, η οποία βασίζεται στο μοντέλο «Επιβραδυνόμενης – Επιταχυνόμενης Σεισμικής Παραμόρφωσης», η οποία εφαρμόζεται για την *εκ των υστέρων* «πρόγνωση» των ισχυρών κύριων σεισμών ($M \geq 6.3$) που έγιναν στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές ($34^\circ\text{N} - 42^\circ\text{N}$, $19^\circ\text{E} - 29^\circ\text{E}$) κατά την περίοδο 1980 – 2006. Στόχος της εφαρμογής αυτής είναι η εκτίμηση των αβεβαιοτήτων (σφαλμάτων) της μεθόδου, τα οποία καθορίζουν το βαθμό πρακτικής αξιοποίησής της. Τα σφάλματα που υπολογίσθηκαν με τη διαδικασία αυτή είναι για τον ελληνικό χώρο: ± 1.5 έτη στο χρόνο γένεσης του προβλεπόμενου ισχυρού σεισμού, ± 0.3 στο μέγεθός του και $\leq 130\text{km}$ στο επίκεντρό του, με πιθανότητα $\sim 80\%$. Η πιθανότητα τυχαίας γένεσης ενός ισχυρού σεισμού στα ίδια παράθυρα χρόνου, μεγέθους και χώρου είναι συνήθως μικρότερη του 10%. Προκύπτει, επίσης, ότι η αναγνώριση της προσεισμικής προετοιμασίας ενός επερχόμενου ισχυρού σεισμού γίνεται περίπου μία δεκαετία πριν τη γένεσή του. Συμπεραίνεται ότι οι αβεβαιότητες αυτές επιτρέπουν τη χωρική και χρονική εστίαση μεσοπρόθεσμων προσεισμικών μέτρων ετοιμότητας (ενίσχυση κατασκευών υψηλής τρωτότητας, κλπ.), ώστε τα μέτρα αυτά να είναι αποτελεσματικά και οικονομικώς εφικτά.

ABSTRACT: In the present work we examine a method for intermediate-term earthquake prediction, based on the “Decelerating – Accelerating Strain Model”, which is applied for a retrospective “prediction” of the strong mainshocks ($M \geq 6.3$) that occurred in Greece and surrounding area ($34^\circ\text{N} - 42^\circ\text{N}$, $19^\circ\text{E} - 29^\circ\text{E}$) during the period 1980 - 2006. The main target of this application is the estimation of the uncertainties (errors) of the method, which define its practical applicability. The estimated errors using the applied procedure are: ± 1.5 years for the origin time of the mainshock, ± 0.3 for its moment magnitude and $\leq 130\text{km}$ for its epicentral error, with a probability of $\sim 80\%$. The probability for random occurrence of a mainshock for the same time, magnitude and space windows is usually less than 10%. It is also desired that the method recognizes the preseismic pattern of an oncoming mainshock

¹ Αν. Καθηγητής, Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Σχολή Θετικών Επιστημών, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, ΤΘ 352-1, 54124 Θεσσαλονίκη, email: kpapaza@geo.auth.gr



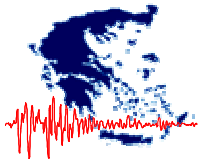
about one decade before its generation. It is concluded that the determined uncertainties allow the temporal and spatial focusing of intermediate-term preparedness measures (e.g. reinforcing of high vulnerability structures, etc), so that such measures are effective and financially realistic.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σύμφωνα με την τρέχουσα επιστημονική αντίληψη, η αντισεισμική προστασία έχει ως βάση τον αντισεισμικό κανονισμό και για το λόγο αυτό όλες σχεδόν οι χώρες έχουν θεσμοθετημένους αντισεισμικούς κανονισμούς, τους οποίους εφαρμόζουν. Ο αντισεισμικός κανονισμός στηρίζεται στην απλοποιητική υπόθεση ότι η σεισμικότητα κάθε περιοχής παραμένει σταθερή, δηλαδή δε μεταβάλλεται με το χρόνο. Για το λόγο αυτό η κάθε υπό μελέτη περιοχή συνήθως χωρίζεται σε ένα μικρό αριθμό ζωνών για τις οποίες υπολογίζεται μια τιμή ενός μέτρου της ισχυρής σεισμικής κίνησης (π.χ. η εδαφική επιτάχυνση σε ποσοστό της επιτάχυνσης, g , της βαρύτητας) για την οποία υπάρχει ορισμένη πιθανότητα να συμβεί ισχυρότερη σεισμική κίνηση σε ορισμένο χρονικό διάστημα (π.χ. 10% σε 50 έτη). Υπολογίζεται δηλαδή ένα μέτρο της μέσης σεισμικότητας και συνεπώς και της μέσης σεισμικής επικινδυνότητας (διακινδύνευσης). Το μέτρο αυτό συνήθως βασίζεται στην υπόθεση ότι τα μεγέθη των σεισμών κατανέμονται σύμφωνα με το νόμο των Gutenberg and Richter (1954) αλλά η χρονική τους κατανομή είναι τυχαία, παρόμοια με τις πυρηνικές διασπάσεις (απλή κατανομή Poisson). Δηλαδή, αυτό το χρονικώς ανεξάρτητο μοντέλο (time independent model) θεωρεί ότι η πιθανότητα γένεσης ενός ισχυρού σεισμού σε μία ζώνη είναι η ίδια πριν και μετά τη γένεση του σεισμού.

Είναι, όμως, γνωστό ότι η σεισμικότητα μιας περιοχής μεταβάλλεται με το χρόνο και οι συνέπειες αυτής της μεταβολής είναι σημαντικότερες σ' ορισμένες χώρες, όπως είναι η Ελλάδα. Έτσι, ενώ π.χ. δεν έγινε κανένας σεισμός με βλάβες στη Θεσσαλονίκη και την Αθήνα κατά τον 19^ο αιώνα, τρεις καταστρεπτικοί σεισμοί έγιναν στη Θεσσαλονίκη (1902, 1932, 1978) και δύο στην Αθήνα (1981, 1999) κατά τον 20^ο αιώνα. Εξ άλλου κατά τα τελευταία 50 χρόνια, που είναι το χρονικό διάστημα για το οποίο υπολογίζεται στον αντισεισμικό μας κανονισμό η πιθανότητα 10% υπέρβασης από τη γένεση ισχυρού σεισμού, έγινε μόνο ένας τέτοιος σεισμός στα Ιόνια νησιά που ανήκουν στη ζώνη μέγιστης σεισμικής επικινδυνότητας (κατηγορία III) σύμφωνα με τον ισχύοντα αντισεισμικό κανονισμό. Όμως, κατά την ίδια χρονική περίοδο έγιναν αρκετοί καταστρεπτικοί σεισμοί σε ζώνες μέτριας ή και μικρής (κατηγορία II ή I) σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας (Θεσσαλονίκη 1978, Κοζάνη 1995, Αθήνα 1999, κλπ).

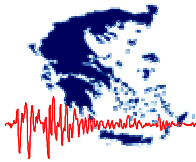
Υπάρχουν επιστημονικοί αλλά και άλλοι λόγοι (ψυχολογικοί, κοινωνικοί) για τους οποίους υστέρησε η παραγωγή και κυρίως η εφαρμογή της γνώσης που αφορά τη χρονική μεταβολή της σεισμικότητας, δηλαδή των χρονικώς εξαρτημένων μοντέλων (time dependent models). Οι επιστημονικοί λόγοι είναι το ότι οι ερευνητές εστίασαν την προσπάθειά τους στη



«βραχυπρόθεσμη πρόγνωση των σεισμών» (ακρίβεια στο χρόνο πρόγνωσης της τάξης μερικών ημερών) στηριζόμενοι κυρίως στην ελπίδα ότι η νεοαναπτυχθείσα θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών θα αποτελούσε το θεωρητικό υπόβαθρο αυτής της προσπάθειας. Δυστυχώς η προσπάθεια αυτή πρακτικά απέτυχε και σήμερα είναι γνωστή μία θεωρητική ερμηνεία αυτής της αποτυχίας με βάση την επίσης πρόσφατα αναπτυχθείσα θεωρία του χάους. Δείχθηκε, δηλαδή, ότι η διάρρηξη στο ρήγμα που προκαλεί ένα σεισμό έχει χαοτική συμπεριφορά, που σημαίνει ότι απαιτείται πολύ ακριβής γνώση αυτής της διάρρηξης για την πρόγνωση του επόμενου ισχυρού σεισμού στο ρήγμα ενώ τέτοια γνώση δεν είναι εφικτή προς το παρόν (Jaume and Sykes, 1999). Η αποτυχία αυτή είχε τεράστιες ψυχολογικές συνέπειες, τόσο στους επιστήμονες που αφιέρωσαν δεκαετίες έρευνας χωρίς ουσιαστικό αποτέλεσμα, όσο και στις κυβερνήσεις που δαπάνησαν σημαντικά κονδύλια αλλά και στις κοινωνίες των σεισμογόνων περιοχών που δεν μπόρεσαν να ωφεληθούν από τη βραχυπρόθεσμη πρόγνωση. Βασική συνέπεια ήταν η απαξίωση του όρου «πρόγνωση των σεισμών» ενώ ορισμένοι επιστήμονες ισχυρίστηκαν ότι οι σεισμοί είναι «από τη φύση τους μη προβλέψιμοι» (earthquakes are inherently unpredictable). Στην απαξίωση αυτή συνέβαλε και το γεγονός ότι ορισμένοι (επιστήμονες ή μη) ανακοίνωσαν «προγνώσεις σεισμών» μη έγκυρες επιστημονικά, στη δε χώρα μας το φαινόμενο αυτό έλαβε (και συχνά ακόμα λαμβάνει) σχεδόν επικίνδυνες διαστάσεις.

Τις τελευταίες 3 περίπου δεκαετίες έχει αναπτυχθεί μία εναλλακτική προσέγγιση η οποία βασίζεται στην προσπάθεια για μεσοπρόθεσμη πρόγνωση (ακρίβεια στο χρόνο της τάξης λίγων ετών) ισχυρών (κύριων) σεισμών. Δηλαδή, αυτή η προσπάθεια στοχεύει στην ανάπτυξη μοντέλων χρονικώς εξαρτημένης σεισμικότητας, τα οποία μπορεί να αξιοποιηθούν πρακτικά. Η βασική αρχή της αντίληψης αυτής είναι ότι ο χρόνος γένεσης ενός ισχυρού σεισμού δεν καθορίζεται μόνο από τη φυσική διαδικασία που προηγείται του σεισμού στο ρήγμα του αλλά και από τη γένεση προηγούμενων σεισμών σε δίκτυο γειτονικών ρηγμάτων. Η αρχή αυτή προέκυψε από σεισμολογικές παρατηρήσεις και ενισχύθηκε από αρχές της θεωρίας του χάους και της στατιστικής φυσικής (δυναμική του κρίσιμου σημείου, κλπ). Η νέα αυτή αντιμετώπιση του προβλήματος έχει τα εξής δύο σημαντικά πλεονεκτήματα όσον αφορά την πρόγνωση. Το πρώτο είναι ότι, αν και η συμπεριφορά των σεισμών που γεννώνται σε ένα δίκτυο ρηγμάτων είναι επίσης χαοτική, οι ιδιότητες αυτών των σεισμών (χωρική, χρονική και κατά μέγεθος κατανομή) είναι επαρκώς γνωστές ώστε να μπορεί να εκτιμηθεί αξιόπιστα ο επερχόμενος κύριος σεισμός. Το δεύτερο πλεονέκτημα είναι ότι ο χρόνος μεταξύ δύο διαδοχικών κύριων σεισμών που έχουν τις εστίες τους σε δίκτυο ρηγμάτων είναι μικρός (της τάξης λίγων δεκαετιών για την Ελλάδα) και έτσι υπάρχει αντιπροσωπευτικό δείγμα ενόργανων παρατηρήσεων (περιόδων επανάληψης) για την εξαγωγή στατιστικών συμπερασμάτων. Αντίθετα, η περίοδος επανάληψης των κύριων σεισμών ενός συγκεκριμένου ρηγματος είναι πολύ μεγαλύτερη (της τάξης εκατοντάδων ή χιλιάδων ετών), με συνέπεια τα διαθέσιμα ενόργανα ή ακόμα και ιστορικά στοιχεία για ένα ρήγμα να είναι ανεπαρκή.

Στην παρούσα εργασία εξετάζεται ένα βασικό μοντέλο το οποίο μελετά τη γένεση σεισμών που προηγούνται του κύριου σεισμού και οι οποίοι είναι δύο κατηγοριών: α) οι



επιβραδυνόμενοι προτεροσεισμοί (decelerating preshocks) που γεννώνται σε ένα σχετικά μικρό χώρο κοντά στο σεισμικό ρήγμα (σεισμογόνος χώρος) και οι επιταχυνόμενοι προτεροσεισμοί (accelerating preshocks) που γεννώνται σε σημαντικά μεγαλύτερο χώρο (κρίσιμος χώρος), ο οποίος προετοιμάζει τη γένεση του κύριου σεισμού. Η χρονική μεταβολή της σεισμικής ενέργειας που απελευθερώνεται κατά τη γένεση των προτεροσεισμών δίνεται από τη σχέση:

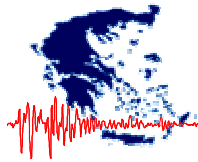
$$S = A + B(t_c - t)^m \quad (1)$$

όπου S είναι η αθροιστική τετραγωνική ρίζα της ενέργειας που απελευθερώνεται από τους προτεροσεισμούς (Benioff strain) μέχρι το χρόνο t, t_c είναι ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού και A, B και m είναι παράμετροι που υπολογίζονται από τα δεδομένα παρατήρησης (Bufe and Varnes, 1993). Το m είναι μικρότερο από τη μονάδα για τις επιταχυνόμενες ακολουθίες ($m \approx 0.3$) και μεγαλύτερο από τη μονάδα για τις επιβραδυνόμενες ($m \approx 3.0$).

Στην παρούσα εργασία εξετάζουμε μία μορφή του μοντέλου αυτού, γνωστού ως D-AS (Decelerating – Accelerating Strain) το οποίο αναπτύχθηκε κατά την τελευταία δεκαετία και περιλαμβάνει, εκτός από τη σχέση (1), σειρά σχέσεων με τις οποίες παρέχεται η δυνατότητα πρόγνωσης μελλοντικών ισχυρών κύριων σεισμών (Papazachos et al., 2005, 2006).

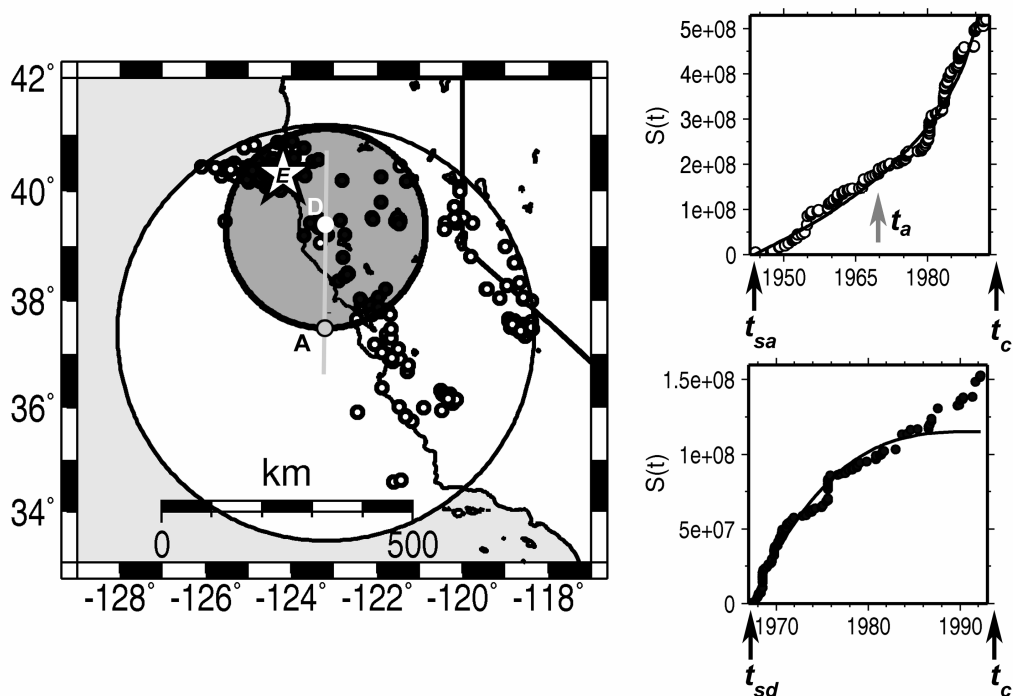
Θα πρέπει να επισημανθεί ότι οι προτεροσεισμοί (preshocks) διαφέρουν από τους κλασσικούς προσεισμούς (foreshocks) όσον αφορά το χώρο, το χρόνο και το μέγεθος τους. Οι προσεισμοί γίνονται πρακτικά πάνω στο σεισμικό ρήγμα, σε χρονικό διάστημα λίγων ημερών συνήθως και κατά κανόνα είναι πολύ μικροί, συχνά δε απουσιάζουν πλήρως (σε περισσότερο από το 50% των περιπτώσεων ισχυρών σεισμών). Αντίθετα, οι προτεροσεισμοί γεννώνται σε ένα ευρύτερο χώρο (της τάξης εκατοντάδων χιλιομέτρων), σε χρονικό διάστημα ετών και τα μεγέθη τους είναι σχετικά μεγάλα ($M > 4.0$). Για τους λόγους αυτούς οι προτεροσεισμοί είναι αναγνωρίσιμοι και, συνεπώς, χρήσιμοι στη μεσοπρόθεσμοι πρόγνωση των ισχυρών κύριων σεισμών. Αντίθετα οι προσεισμοί είναι, προς το παρόν, μη αναγνωρίσιμοι και συνεπώς τα στοιχεία τους μη διαθέσιμα πριν τη γένεση του κύριου σεισμού.

Βασικός σκοπός της παρούσας μελέτης είναι η εφαρμογή του μοντέλου (D-AS) για την εκ των υστέρων «πρόγνωση» των δέκα ισχυρών ($M \geq 6.3$) κύριων σεισμών που έγιναν στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές ($34^\circ\text{N} - 42^\circ\text{N}$, $19^\circ\text{E} - 29^\circ\text{E}$) κατά την περίοδο 1980 – 2006. Στόχος αυτής της «πρόγνωσης» είναι ο καθορισμός των σφαλμάτων της μεθόδου όσον αφορά την πρόγνωση του χρόνου γένεσης, του μεγέθους και του επικέντρου ενός επερχόμενου ισχυρού σεισμού στο χώρο αυτό. Το μέγεθος των σφαλμάτων αυτών καθορίζει, προφανώς, το βαθμό και τον τρόπο πρακτικής αξιοποίησης της μεθόδου για τη βελτίωση της αντισεισμικής προστασίας στη χώρα μας. Εξετάζεται, επίσης, στην παρούσα εργασία, η σεισμική δράση που προηγήθηκε του ισχυρού σεισμού ($M=6.8$) που έγινε στα Κύθηρα στις 8.1.2006 και είχε προβλεφθεί το 2002 με το μοντέλο της επιταχυνόμενης σεισμικότητας, καθώς και η σεισμική δράση που ακολούθησε το σεισμό αυτόν σε ένα δίκτυο γειτονικών ρηγμάτων.

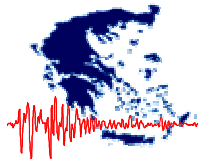


ΜΕΘΟΔΟΣ

Για την πρόγνωση του χρόνου γένεσης, του μεγέθους και των συντεταγμένων του επικέντρου ενός ισχυρού σεισμού εφαρμόζεται στην παρούσα εργασία το μοντέλο D-AS (Επιταχυνόμενη – Επιβραδυνόμενη Παραμόρφωση, Parazachos et al., 2006). Ένα παράδειγμα για την εφαρμογή της μεθόδου δίνεται στο **Σχήμα 1**, όπου παρουσιάζεται η εφαρμογή της μεθόδου στο σεισμό της 1992/04/25, $M=7.1$ στο Cape Mendocino της Καλιφόρνια. Βλέπουμε ότι η περιοχή επιταχυνόμενης παραμόρφωσης (άσπρος κύκλος, κέντρο σημείο A) είναι σημαντικά μεγαλύτερη από την περιοχή επιβραδυνόμενης παραμόρφωσης (γκρι κύκλος, κέντρο σημείο D). Επιπλέον, ούτε οι δύο περιοχές παρουσιάζουν απαραίτητα χωρική συμμετρία, ούτε ο κύριος σεισμός (αστέρι, σημείο E) συμβαίνει στο κέντρο της περιοχής επιβραδυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης. Στο δεξί τμήμα του **Σχήματος 1** με t_c συμβολίζεται ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού ενώ με t_{sd} και t_{sa} οι χρόνοι έναρξης της επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης, όπως αυτοί υπολογίζονται με βελτιστοποίηση της σχέσης (1) στα δεδομένα παρατήρησης. Είναι προφανές ότι η διάρκεια της επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης, $t_c - t_{sa}$, είναι σημαντικά μεγαλύτερη από αυτή της επιβραδυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης, $t_c - t_{sd}$, φαινόμενο που ισχύει σχεδόν σε κάθε σεισμογόνο περιοχή η οποία έχει μελετηθεί μέχρι τώρα. Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι οι επιταχυνόμενοι προτεροσεισμοί έχουν ένα μέσο χρόνο γένεσης, t_a , ο οποίος επίσης αξιοποιείται στην εκτίμηση του χρόνου του επερχόμενου σεισμού.



Σχήμα 1. (αριστερά) Περιοχή επιταχυνόμενης (άσπρος κύκλος, κέντρο A) και επιβραδυνόμενης (γκρι κύκλος, κέντρο D) παραμόρφωσης πριν τη γένεση του σεισμού του Cape Mendocino (1992/04/25, $M=7.1$, επίκεντρο σημείο E). Οι προτεροσεισμοί κάθε περιοχής συμβολίζονται με ανοικτούς και κλειστούς κύκλους, αντίστοιχα. **(δεξιά)** Χρονική μεταβολή της επιταχυνόμενης (ανοικτοί κύκλοι) και επιβραδυνόμενης (κλειστοί κύκλοι) παραμόρφωσης και προσαρμογή βέλτιστης καμπύλης της σχέσης (1) για τις δύο περιπτώσεις (Parazachos et al., 2006).



Στη συνέχεια παρουσιάζεται ο τρόπος εφαρμογής της μεθόδου για κάθε παράμετρο του προβλεπόμενου κύριου σεισμού.

α) Υπολογισμός του Χρόνου γένεσης

Ο υπολογισμός του χρόνου γένεσης, t_c , ενός μελλοντικού ισχυρού κύριου σεισμού γίνεται με τις ακόλουθες σχέσεις οι οποίες έχουν εξαχθεί με παγκόσμια δεδομένα:

$$\log(t_c - t_{sa}) = 4.60 - 0.57 \log s_a, \quad \sigma = 0.10 \quad (2)$$

$$\log(t_c - t_{sd}) = 2.95 - 0.31 \log s_d, \quad \sigma = 0.12 \quad (3)$$

$$\log(t_c - t_a) = 3.11 - 0.36 \log s_a, \quad \sigma = 0.07 \quad (4)$$

όπου t_{sa} , t_{sd} είναι οι χρόνοι έναρξης (σε έτη) της επιταχυνόμενης και της επιβραδυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης, s_d , s_a είναι ο ρυθμός σεισμικής παραμόρφωσης (σε $\text{Joule}^{1/2}/\text{yr} \cdot 10^4 \text{km}^2$) στο χώρο γένεσης των επιβραδυνόμενων σεισμών (σεισμογόνος χώρος) και στο χώρο γένεσης των επιταχυνόμενων σεισμών (κρίσιμος χώρος), αντίστοιχα, t_a είναι ο μέσος χρόνος γένεσης των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών και σ είναι οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις. Η λογική των σχέσεων (2), (3) και (4) είναι ότι η διάρκεια της προσεισμικής παραμόρφωσης σε κάθε περιοχή ρυθμίζεται από τη μέση σεισμικότητα, δηλαδή είναι ανάλογη με το ρυθμό φόρτισης της περιοχής, ο οποίος εκφράζεται από τη μέση προσεισμική παραμόρφωση Benioff. Ως προβλεφθείς χρόνος γένεσης του σεισμού θεωρείται ο μέσος όρος των τριών τιμών, t_c , που υπολογίζονται από τις σχέσεις (2), (3) και (4).

β) Υπολογισμός του μεγέθους

Για τον υπολογισμό του μεγέθους, M , ενός επερχόμενου ισχυρού σεισμού εφαρμόζονται οι σχέσεις:

$$\log R = 0.42M - 0.30 \log s_a + 1.25, \quad \sigma = 0.15 \quad (5)$$

$$\log a = 0.23M - 0.14 \log s_d + 1.40, \quad \sigma = 0.15 \quad (6)$$

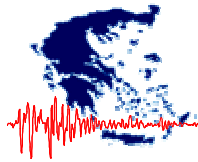
όπου a και R είναι οι ακτίνες (σε km) της κυκλικής σεισμογόνου περιοχής και της κρίσιμης περιοχής, αντίστοιχα, M είναι το μέγεθος του κύριου σεισμού. Και οι δύο σχέσεις δηλώνουν ότι η διάσταση των προσεισμικών περιοχών αυξάνεται με το μέγεθος των κυρίων σεισμών, σε συμφωνία με διεθνή αποτελέσματα που αφορούν το φαινόμενο της επιταχυνόμενης παραμόρφωσης (π.χ. Bowman et al., 1998) ή τη διάσταση των περιοχών στις οποίες εμφανίζονται πρόδρομα φαινόμενα (Dobrovolsky et al., 1979). Αντίθετα η διάσταση των περιοχών αυτών μειώνεται με την αύξηση της σεισμικότητας των περιοχών, με μικρές διαστάσεις σε περιοχές υψηλής σεισμικότητας (π.χ. Ιαπωνία) και μεγάλες διαστάσεις σε περιοχές με χαμηλή σεισμικότητα (π.χ. δυτική Μεσόγειος). Ως μέγεθος του επερχόμενου σεισμού θεωρείται ο μέσος όρος των τιμών που υπολογίζονται από τις σχέσεις (5) και (6).

γ) Υπολογισμός των συντεταγμένων του επικέντρου

Ο εντοπισμός του επικέντρου, E , ενός επερχόμενου κύριου σεισμού καθορίζεται από ιδιότητες του επικέντρου που αφορούν τη θέση του σε σχέση με τη χωρική κατανομή των προτεροσεισμών και που εκφράζονται ποσοτικά με τις ακόλουθες σχέσεις:

$$(ED) = 110 \pm 50 \text{km} \quad (7)$$

$$(AE) = 150 \pm 40 \text{km}, \quad (AD) \leq 230 \text{km} \quad (8)$$



$$(AE) = (AD) \pm 100km, \quad (AD) > 230km$$
$$x = 0 \pm 80km \quad (9)$$

$$\lambda_q = 0.45 \pm 0.13 \quad (10)$$

Οι σχέσεις (7) και (8) εκφράζουν το γεγονός ότι το επίκεντρο E απέχει στατιστικά κάποιες αποστάσεις από τα σημεία D και A, τα οποία καθορίζονται από την χωρική κατανομή των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (πρακτικά κοντά στα κέντρα των αντίστοιχων περιοχών, βλέπε και σχ. 1). Η σχέση (9) δηλώνει ότι τα επίκεντρα των επερχόμενων σεισμών έχουν την τάση να ευθυγραμμίζονται στην ευθεία DA (**Σχήμα 1**). Τέλος, η σχέση (10) αναφέρεται στην παράμετρο, λ_q , η οποία καθορίζεται από το λόγο του μέτρου της ποιότητας της λύσης στο επίκεντρο δια του μέτρου ποιότητας της βέλτιστης λύσης, όπως αυτά περιγράφονται παρακάτω και δηλώνει το γεγονός ότι το επίκεντρο απέχει στατιστικά από τις λύσεις βελτιστοποίησης, όπως αυτές καθορίζονται από την προσαρμογή της σχέσης (1) στα δεδομένα.

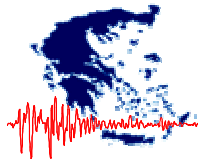
Οι σχέσεις (2) έως (10) έχουν καθοριστεί από ένα παγκόσμιο δείγμα παρατηρήσεων το οποίο αφορά προτεροσεισμικές ακολουθίες γνωστών κύριων σεισμών και αποτελούν αναγκαίες συνθήκες που πρέπει να ικανοποιεί οποιαδήποτε μελλοντική ακολουθία ώστε αυτή να αναγνωρίζεται ως προτεροσεισμική. Επί πλέον, οι τρεις αυτές ομάδες σχέσεων παρέχουν τη δυνατότητα ποσοτικής εκτίμησης (πρόγνωσης) και των τριών παραμέτρων (του χρόνου t_c , του μεγέθους M, του επικέντρου E) ενός επερχόμενου κύριου σεισμού. Αν και οι σχέσεις έχουν προκύψει από ενόργανες παρατηρήσεις, οι περισσότερες έχουν ερμηνευθεί με φυσικά μοντέλα και ορισμένες έχουν εξαχθεί και θεωρητικά. Έτσι, οι σχέσεις που αφορούν την επιταχυνόμενη προτεροσεισμική ακολουθία ερμηνεύονται με τη δυναμική του «κρίσιμου σημείου» (Sornette and Sammis, 1995) ενώ αυτές που αφορούν την επιβραδυνόμενη προτεροσεισμική ακολουθία ερμηνεύονται με τη «θεωρία σώρευσης τάσεων» (Bowman and King, 2001).

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιούνται ενόργανα δεδομένα που αφορούν όλους τους ισχυρούς ($M \geq 6.3$) κύριους σεισμούς οι οποίοι έγιναν πρόσφατα (1980-2006) στον ελλαδικό χώρο και τις γύρω περιοχές ($34^\circ\text{N} - 42^\circ\text{N}$, $19^\circ\text{E} - 29^\circ\text{E}$). Όπως προκύπτει από τις σχέσεις (2) και (3), η διάρκεια των προτεροσεισμικών ακολουθιών στον ελλαδικό χώρο (όπου $\log s_d \approx \log s_a \approx 5.8$) είναι μικρότερη των 20 ετών και έτσι οι προτεροσεισμοί των οποίων στοιχεία χρησιμοποιούνται στην παρούσα εργασία έγιναν μετά το 1965, οπότε λειτούργησε το πρώτο δίκτυο σειсмоγράφων στον ελληνικό χώρο και παρήχθησαν έτσι αξιόπιστα ενόργανα δεδομένα. Τα ελάχιστα μεγέθη των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών των οποίων στοιχεία χρησιμοποιούνται δίνονται από τη σχέση:

$$M_{\min} = 0.29M + 2.35 \quad (11)$$

και των επιταχυνόμενων από τη σχέση:



$$M_{\min} = 0.46M + 1.91 \quad (12)$$

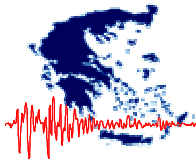
όπου M είναι το μέγεθος του κύριου σεισμού (Parazachos et al., 2006). Μετά την εγκατάσταση του πρώτου εθνικού δικτύου (το 1965) καταγράφονται όλοι οι σεισμοί μεγέθους $M \geq 4.2$ και υπολογίζονται αξιόπιστα γι' αυτούς τόσο το μέγεθος όσο και οι συντεταγμένες του επίκεντρου. Γι' αυτό επιλέχθηκε ως ελάχιστο μέγεθος κύριου σεισμού το 6.3 επειδή αυτό αντιστοιχεί σε ελάχιστο μέγεθος προτεροσεισμού ίσο με $M_{\min}=4.2$ (σύμφωνα με τη σχέση 11). Αυτός είναι και ο βασικός λόγος για τον οποίο η μέθοδος αυτή μπορεί πρακτικώς να εφαρμοσθεί στην Ελλάδα για την πρόγνωση σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.3$. Ταυτόχρονα, όμως, αυτοί είναι και οι σεισμοί που προκαλούν τις μεγαλύτερες βλάβες στον Ελληνικό χώρο.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, τα δείγματα των παρατηρήσεων που χρησιμοποιούνται στην παρούσα εργασία είναι **πλήρη**, δηλαδή περιλαμβάνουν όλους τους σεισμούς που έγιναν ορισμένη περίοδο και έχουν μεγέθη μεγαλύτερα από ορισμένη τιμή (π.χ. 1965-2006, $M \geq 4.2$), και είναι επαρκώς **ακριβή** όσον αφορά το επίκεντρο (σφάλμα $\leq 20\text{km}$) και το μέγεθος (σφάλμα ≤ 0.3), για τους σκοπούς της παρούσας εργασίας. Τα δείγματα αυτά είναι και **ομογενή** όσον αφορά το μέγεθος γιατί όλα τα μεγέθη στον κατάλογο που χρησιμοποιήθηκε (Parazachos et al., 2007b) είναι στην κλίμακα του μεγέθους ροπής. Δηλαδή μετρήθηκαν ή μετατράπηκαν σ' αυτή την κλίμακα από άλλες κλίμακες μεγέθους.

Στις τέσσερις πρώτες στήλες του πίνακα (1) δίνονται οι περιοχές, οι χρόνοι γένεσης, t_c , τα επίκεντρα, $E(\varphi, \lambda)$, και τα μεγέθη, M , των δέκα κύριων επιφανειακών ($h \leq 65\text{km}$) σεισμών των οποίων οι προτεροσεισμικές ακολουθίες μελετώνται στην παρούσα εργασία.

Πίνακας 1. Παρατηρημένοι χρόνοι γένεσης, t_c , συντεταγμένες επίκεντρων, $E(\varphi, \lambda)$ και μεγέθη, M , δέκα κύριων ισχυρών ($M \geq 6.3$) σεισμών που έγιναν στην Ελλάδα κατά την περίοδο 1980 – 2006. Παρατίθενται επίσης οι εκ των υστέρων «προβλεφθέντες», χρόνοι γένεσης, t_c^* , συντεταγμένες επίκεντρων, $E^*(\varphi, \lambda)$, και μεγέθη, M^* , των δέκα αυτών σεισμών με τη μέθοδο μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης που εφαρμόστηκε στην παρούσα εργασία.

Περιοχή	t_c	$E(\varphi, \lambda)$	M	t_c^*	$E^*(\varphi, \lambda)$	M^*
1. Μαγνησία	1980:07:09	39.3, 22.9	6.5	1980.2	39.5, 21.8	6.5
2. Αλκυονίδες	1981:02:24	38.1, 23.0	6.7	1980.4	38.4, 22.8	6.7
3. Β. Αιγαίο	1981:12:19	39.0, 25.3	7.2	1983.0	38.6, 24.2	7.2
4. Κεφαλονιά	1983:01:17	38.1, 20.2	7.0	1984.4	38.2, 19.8	6.7
5. Κοζάνη	1995:05:13	40.2, 21.7	6.6	1994.4	39.7, 20.8	6.7
6. Ν. Λακωνίας	1997:10:13	36.4, 22.2	6.4	1997.9	36.3, 22.9	6.4
7. Ζάκυνθος	1997:11:18	37.5, 20.7	6.6	1998.2	37.1, 19.6	6.5
8. Σκύρος	2001:07:26	39.1, 24.4	6.4	2001.4	39.0, 24.4	6.7
9. Λευκάδα	2003:08:14	38.7, 20.5	6.3	2003.8	38.1, 19.8	6.6
10. Κύθηρα	2006:01:08	36.2, 23.4	6.9	2006.0	36.1, 23.8	6.9



ΤΡΟΠΟΣ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

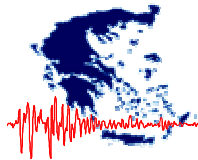
Ο υπολογισμός των σφαλμάτων πρόγνωσης στο χρόνο γένεσης, t_c , στο μέγεθος, M , και στο επίκεντρο, $E(\varphi, \lambda)$, ενός ισχυρού σεισμού τα οποία οφείλονται σε αδυναμίες του ίδιου του μοντέλου που χρησιμοποιείται μπορεί να πραγματοποιηθεί με δύο τρόπους. Ο πρώτος τρόπος αφορά τον υπολογισμό των σφαλμάτων (τυπικές αποκλίσεις, σ , των σχέσεων) και της διασποράς που επιβάλουν στις προβλεπόμενες τιμές των παραμέτρων του κύριου σεισμού. Η διαδικασία αυτή εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από ορισμένες υποθέσεις που αφορούν τη στατιστική κατανομή των διαφόρων μεταβλητών. Επιπλέον η διαδικασία αυτή δεν μπορεί να εκτιμήσει την πιθανότητα ανίχνευσης «ψευδούς» φαινομένου επιταχυνόμενης-επιβραδυνόμενης παραμόρφωσης, ακόμα και σε τυχαία δεδομένα.

Ένας πιο άμεσος τρόπος αξιολόγησης των αποτελεσμάτων είναι η άμεση διαδικασία της εκ των υστέρων «πρόγνωσης» του κύριου σεισμού και σύγκρισης των «προβλεπόμενων» τιμών των τριών στοιχείων (t_c , M , E) με τις γνωστές τιμές των στοιχείων του σεισμού που έχει ήδη γίνει. Η άμεση αυτή διαδικασία μπορεί να εφαρμοστεί και σε συνθετικούς αλλά ρεαλιστικούς καταλόγους ώστε να ελεγχθεί η πιθανότητα εντοπισμού ψευδοανωμαλιών επιτάχυνσης-επιβράδυνσης η οποία ικανοποιεί τα κριτήρια των σχέσεων (2) έως (10). Για το λόγο αυτό, η διαδικασία αυτή εφαρμόζεται και στην παρούσα εργασία.

Για το σκοπό αυτό ορίζεται μία ευρεία περιοχή (π.χ. διαστάσεων $3^\circ\text{NS} \times 3^\circ\text{EW}$) γύρω από το επίκεντρο του κύριου σεισμού και χωρίζεται η περιοχή με δίκτυο σημείων τα οποία απέχουν μικρές αποστάσεις (π.χ. 0.2°NS , 0.2°EW). Με κατάλληλο αλγόριθμο ελέγχεται η ισχύς του μοντέλου της σχέσης (1) για επιβραδυνόμενη σεισμική παραμόρφωση ($m=3.0$) υπό τους περιορισμούς των σχέσεων (3) και (6) σε κάθε σημείο του δικτύου, δεχόμενοι όρια εμπιστοσύνης 90% στις σχέσεις (3) και (6). Ο βαθμός συμφωνίας με το μοντέλο των τιμών των παραμέτρων οι οποίες υπολογίζονται σε κάθε σημείο για μια επιβραδυνόμενη ακολουθία καθορίζεται από την τιμή ενός δείκτη ποιότητας, q_d , που ορίζεται από τη σχέση:

$$q_d = \frac{P_d}{mC} \quad (13)$$

όπου m είναι η τιμή ($=3.0$) του εκθέτη της σχέσης (1), C είναι η κυρτότητα της καμπύλης Benioff (Bowman et al., 1998) και P_d είναι η πιθανότητα οι παράμετροι που υπολογίζονται για κάθε σημείο να ικανοποιούν τις σχέσεις (3) και (6). Ως υποψήφιες τιμές του δείκτη ποιότητας ενδεικτικές για επίκεντρο μελλοντικού σεισμού εξετάζονται όσες είναι $q_d \geq 3.0$. Το σημείο όπου ο δείκτης αυτός έχει τη μέγιστη τιμή θεωρείται ως το γεωμετρικό κέντρο, F , της κυκλικής περιοχής όπου έγιναν οι επιβραδυνόμενοι προτεροσεισμοί (σεισμογόνος περιοχή) και η αντίστοιχη λύση (t_c , M , επίκεντρο) ως η βέλτιστη λύση. Υπολογίζεται έτσι μία τιμή, t_c , για το χρόνο γένεσης και μία τιμή, M , για το μέγεθος του κύριου σεισμού. Εκτός από το γεωμετρικό κέντρο, F , καθορίζεται και το μέσο επίκεντρο, V_f , των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών καθώς και το σημείο, P_f , στην περιοχή του οποίου αυτοί οι σεισμοί έχουν τη μεγαλύτερη πυκνότητα (φυσικό κέντρο επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών). Το γεωμετρικό μέσο των F , V_f , P_f είναι το διακεκριμένο σημείο D που ακολουθεί τη σχέση (7).



Παρόμοια διαδικασία ακολουθείται για τους επιταχυνόμενους προτεροσεισμούς με την εφαρμογή της σχέσης (1) και των περιορισμών (2) και (5). Καθορίζεται επίσης ένας δείκτης ποιότητας, q_a , που υπολογίζεται σε κάθε σημείο του δικτύου με τη σχέση:

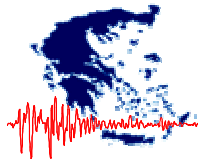
$$q_a = \frac{P_a m}{C} \quad (14)$$

όπου P_a είναι η πιθανότητα οι αντίστοιχοι παράμετροι που υπολογίζονται για κάθε σημείο να ικανοποιούν τις σχέσεις (2) και (5). Ο δείκτης αυτός παίρνει επίσης τιμές $q_a \geq 3.0$ και το σημείο όπου αυτός έχει τη μέγιστη τιμή θεωρείται ως το γεωμετρικό κέντρο, Q , της κυκλικής περιοχής όπου βρίσκονται τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (κρίσιμη περιοχή). Η λύση (t_c , M , επίκεντρο) που αντιστοιχεί στο σημείο Q θεωρείται ως η βέλτιστη λύση για τους επιταχυνόμενους προτεροσεισμούς. Ορίζεται, έτσι, μια δεύτερη τιμή για το χρόνο γένεσης, t_c , και μία δεύτερη τιμή για το μέγεθος, M , του κύριου σεισμού. Υπολογίζεται και μία τρίτη τιμή για το χρόνο με τη σχέση (4). Ως προβλεφθείς χρόνος θεωρείται ο μέσος όρος, t_c^* , των τριών τιμών χρόνου που υπολογίσθηκαν και ως προβλεφθέν μέγεθος θεωρείται ο αντίστοιχος μέσος όρος, M^* , των δύο τιμών μεγέθους που υπολογίσθηκαν για τον κύριο σεισμό. Καθορίζεται επίσης στη φάση αυτή το μέσο επίκεντρο, V_q , των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών και το φυσικό τους κέντρο, P_q . Ορίζεται, έτσι το γεωγραφικό μέσο, A , των σημείων Q , V_q , P_q .

Με την παραπάνω διαδικασία ορίζονται τα σημεία D και A και συνεπώς μπορούν να εφαρμοσθούν οι σχέσεις (7), (8) και (9) για τον καθορισμό του επικέντρου του κύριου σεισμού. Από τα παγκόσμια δεδομένα σεισμικότητας, προκύπτει ότι η τιμές των παραγόντων ποιότητας, q_{de} και q_{ae} στις θέσεις των πραγματικών επικέντρων είναι μικρότερες από τις μέγιστες τιμές q_{df} και q_{aq} των δεικτών αυτών στα γεωμετρικά κέντρα F , Q . Για το λόγο αυτό εφαρμόζεται επίσης η σχέση (10), η οποία περιγράφει τη στατιστική κατανομή του λόγου $\lambda_q = (q_{de} + q_{ae}) / (q_{df} + q_{aq})$. Έτσι, με βάση τις σχέσεις (7), (8), (9) και (10) καθορίζεται το προβλεπόμενο επίκεντρο, E^* (φ , λ), ουσιαστικά από τη χωρική κατανομή των προτεροσεισμών.

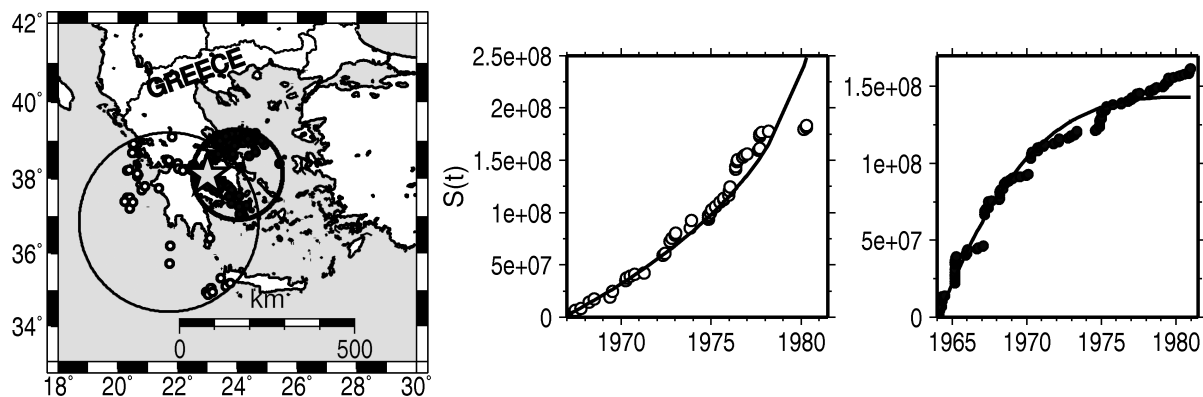
ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

Στον πίνακα (1) δίνονται οι τιμές του χρόνου γένεσης, t_c^* , του μεγέθους, M^* , και των συντεταγμένων του επικέντρου, E^* (φ , λ), που προβλέφθηκαν με τη διαδικασία που αναφέρθηκε παραπάνω για κάθε έναν από τους δέκα σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών που είχαν μέγεθος $M \geq 6.3$ και έγιναν μεταξύ 1980 και 2006. Ένα παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου φαίνεται στο Σχήμα 2, όπου παρουσιάζεται η αντίστοιχη με το Σχήμα 1 χωρική και χρονική κατανομή των επιταχυνόμενων και επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών η οποία αφορά το σεισμό των Αλκυονίδων (1981/02/24, $M=6.7$).



Η διαφορά, $t_c - t_c^*$, μεταξύ των προβλεφθέντων, t_c^* , και των πραγματικών, t_c , χρόνων γένεσης για τις δέκα αυτές περιπτώσεις μεταβάλλεται μεταξύ -1.0 έτη και 1.0 έτη με ένα μέσο όρο ίσο σχεδόν με μηδέν και τυπική απόκλιση $\sigma = \pm 0.51$. Η διαφορά, $M - M^*$, μεταξύ προβλεφθέντος, M^* , και του πραγματικού, M , μεγέθους κυμαίνεται μεταξύ -0.3 και 0.3 με μέσο όρο σχεδόν μηδέν και τυπική απόκλιση $\sigma = \pm 0.17$. Τέλος, η διαφορά των αποστάσεων, γ , μεταξύ του προβλεφθέντος και του πραγματικού επικέντρου ποικίλει μεταξύ 22km και 110km με μέσο όρο και αντίστοιχη τυπική απόκλιση 68 ± 31 km.

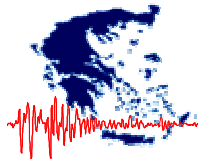
Στην πράξη για μελλοντικές εκτιμήσεις χρησιμοποιούνται δύο τυπικές αποκλίσεις (2σ) για κάθε παράμετρο οι οποίες αντιστοιχούν σε μια πιθανότητα μεγαλύτερη του 90% και οι οποίες είναι περίπου ± 1.5 έτη για το χρόνο γένεσης, ± 0.3 για το μέγεθος και $\gamma \leq 130$ km για το επίκεντρο. Όπως έχει δείχθει με δοκιμές (tests) του D-AS μοντέλου σε τυχαίους καταλόγους (Parazachos et al., 2006), υπάρχει πιθανότητα περίπου 10% το μοντέλο αυτό να προβλέπει λανθασμένα έναν κύριο σεισμό χωρίς να γίνει ο σεισμός (false alarm). Συνεπώς, η μέθοδος που εφαρμόστηκε στην παρούσα εργασία προβλέπει με πιθανότητα 80% τη γένεση ενός ισχυρού ($M \geq 6.3$) κύριου σεισμού στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές σε παράθυρο: χρόνου ± 1.5 έτη, μεγέθους ± 0.3 και επικέντρου ≤ 130 km. Η τυχαία γένεση κάθε ενός ισχυρού σεισμού του ελληνικού χώρου στα ίδια παράθυρα χρόνου, χώρου και μεγέθους είναι μικρότερη του 10%.



Σχήμα 2. (αριστερά) Περιοχή επιταχυνόμενης (μεγάλος κύκλος) και επιβραδυνόμενης (μικρός κύκλος) παραμόρφωσης πριν τη γένεση του σεισμού των Αλκουονίδων (1981/02/24, $M=6.7$). Οι επιταχυνόμενοι και επιβραδυνόμενοι προτεροσεισμοί κάθε περιοχής συμβολίζονται με ανοικτούς και κλειστούς κύκλους, αντίστοιχα, ενώ το επίκεντρο του σεισμού σημειώνεται με αστέρι. **(δεξιά)** Χρονική μεταβολή της επιταχυνόμενης (ανοικτοί κύκλοι) και επιβραδυνόμενης (κλειστοί κύκλοι) παραμόρφωσης και προσαρμογή βέλτιστης καμπύλης της σχέσης (1) για τις δύο περιπτώσεις.

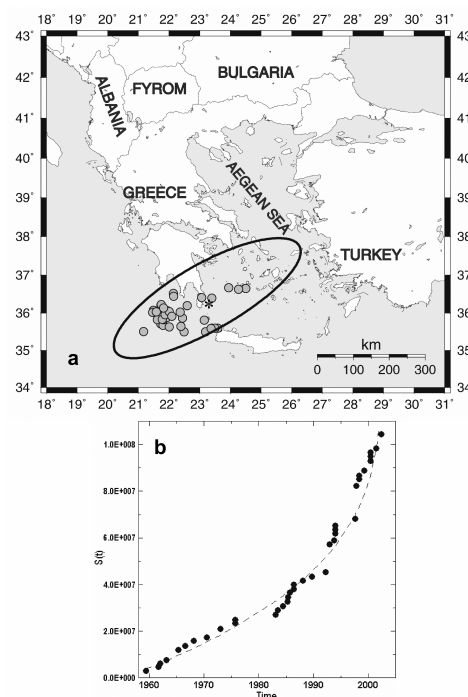
Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΚΥΘΗΡΩΝ ΤΗΣ 8 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2006

Οποιαδήποτε μέθοδος πρόγνωσης σεισμών για να έχει επιστημονική και κοινωνική σημασία πρέπει να είναι επιστημονικά έγκυρη, αλλά και να πραγματοποιούνται με την εφαρμογή της

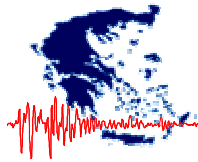


επιτυχημένες προγνώσεις μελλοντικών ισχυρών σεισμών σε στατιστικά σημαντικό βαθμό. Για το λόγο αυτό, με την εφαρμογή του μοντέλου D-AS έχουν ήδη εκπονηθεί μελέτες πρόγνωσης μελλοντικών σεισμών για διάφορες περιοχές της Γης, με κύριο στόχο τον έλεγχο της μεθόδου με «προς τα εμπρός» διαδικασία (forwards tests), η οποία είναι απαλλαγμένη από οποιαδήποτε γνώση των παραμέτρων των σεισμών, όπως συμβαίνει με τις «εκ των υστέρων» προγνώσεις. Στον ελληνικό χώρο έχουμε ήδη πραγματοποιήσει «προς τα εμπρός δοκιμές» για την περίοδο 1.1.2000 – 31.12.2005 με μερική επιτυχία αλλά σημαντική συμβολή των δοκιμών αυτών στη βελτίωση της μεθόδου.

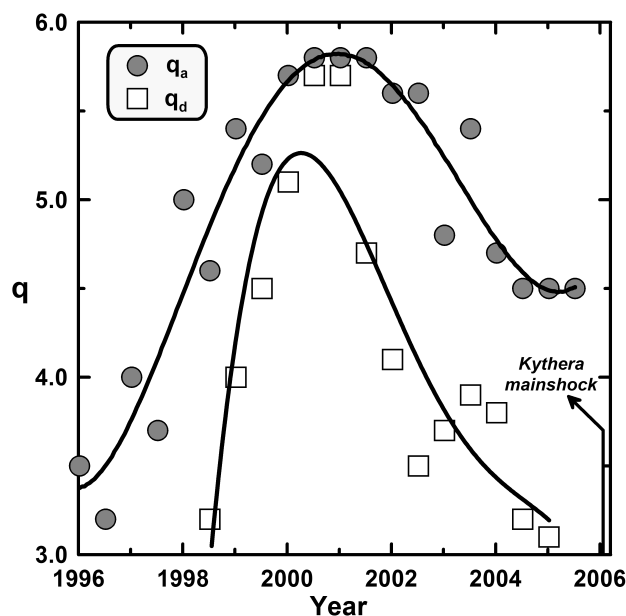
Η πιο πρόσφατη προσπάθεια δοκιμής στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές ($34^{\circ}\text{N} - 42^{\circ}\text{N}$, $19^{\circ}\text{E} - 29^{\circ}\text{E}$) της βελτιωμένης μεθόδου αφορά τους ισχυρούς ($M \geq 6.3$) κύριους σεισμούς της περιόδου 1.1.2006 – 31.12.2012. Ο πρώτος τέτοιος σεισμός είναι αυτός που έγινε στις 8 Ιανουαρίου 2006 στα Κύθηρα (μέγεθος $M=6.8$, επίκεντρο 36.2°N , 23.4°E και εστιακό βάθος $h=65\text{km}$). Για το σεισμό αυτό έγινε επιστημονικά έγκυρη πρόγνωση με το «μοντέλο της επιταχυνόμενης παραμόρφωσης» η οποία δημοσιεύθηκε εγκαίρως (το 2002) σε κορυφαίο διεθνές περιοδικό (Papazachos et al., 2002) και ανακοινώθηκε στον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) με γραπτή έκθεση μας που υποβλήθηκε στις 17 Δεκεμβρίου 2002. Τα στοιχεία που αναφέρονται στην έκθεση προς τον ΟΑΣΠ για τον αναμενόμενο σεισμό ήταν: χρόνος γένεσης 2006.4, μέγεθος $M=6.9$, επίκεντρο 36.5°N , 22.7°E , εστιακό βάθος $h \leq 100\text{km}$, με αντίστοιχες αβεβαιότητες ± 2 έτη για το χρόνο, ± 0.5 για το μέγεθος και $\delta x \leq 120\text{km}$ για το επίκεντρο.



Σχήμα 3. α) Η κρίσιμη ελλειπτική περιοχή όπου έγιναν οι επιταχυνόμενοι σεισμοί (μικροί μαύροι κύκλοι) που προηγήθηκαν του κύριου σεισμού των Κυθήρων και το προβλεφθέν τότε επίκεντρο (άστρο) του σεισμού αυτού, **β)** Μεταβολή με το χρόνο της προσεισμικής παραμόρφωσης, όπως δημοσιεύτηκε το Μάρτιο του 2002 (Papazachos et al., 2002)

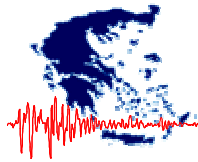


Στο **Σχήμα 3** παρουσιάζεται η περιοχή προσεισμικής επιτάχυνσης και η αντίστοιχη χρονική μεταβολή για το σεισμό αυτό. Η πρόγνωση του σεισμού των Κυθήρων ανακοινώθηκε εγκαίρως και στο Δ.Σ. του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας (ΙΤΣΑΚ) το οποίο σε δύο συνεδριάσεις του αποφάσισε και εγκατέστησε πρόσθετους επιταχυνσιογράφους στην περιοχή των Κυθήρων. Η υλοποίηση αυτής της απόφασης είχε ως συνέπεια την ακριβή καταγραφή της ισχυρής σεισμικής κίνησης του σεισμού και την αξιοποίησή τους για τη μελέτη της απόσβεσης των σεισμών βάθους του Ελληνικού τόξου (Skarlatoudis et al., 2008). Λεπτομέρειες για την επιτυχή αυτή πρόγνωση αναφέρονται σε σχετική δημοσίευση σε διεθνές περιοδικό (Papazachos et al., 2007a).



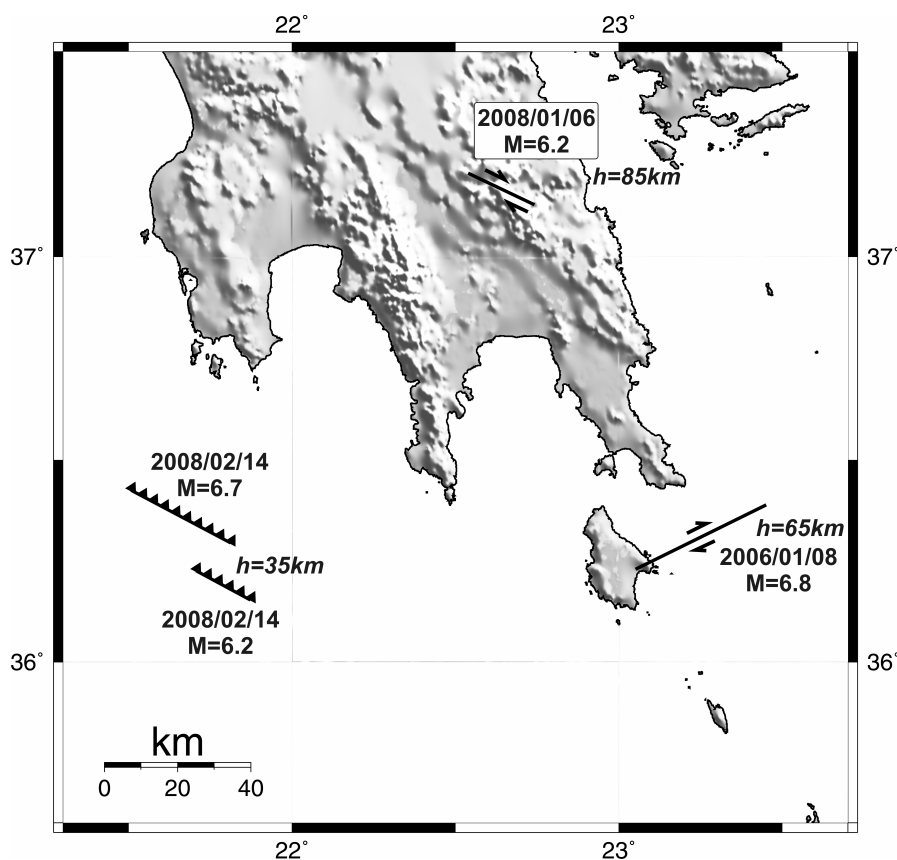
Σχήμα 4. Χρονική μεταβολή του δείκτη ποιότητας, q , της επιταχυνόμενης (γκρι κύκλοι) και της επιβραδυνόμενης (ανοικτά τετράγωνα) παραμόρφωσης που προηγήθηκε του ισχυρού σεισμού των Κυθήρων.

Το **Σχήμα 4** παριστάνει τη χρονική μεταβολή του δείκτη ποιότητας, q_a , των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (πάνω) και τη χρονική μεταβολή του δείκτη ποιότητας, q_d , των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών (κάτω) του σεισμού των Κυθήρων (8.1.2006, $M=6.8$). Παρατηρούμε ότι οι επιταχυνόμενοι προτεροσεισμοί ήταν αναγνωρίσιμοι ($q_a > 3.0$) από το 1996 και οι επιβραδυνόμενοι ($q_d > 3.0$) από το 1999. Δηλαδή, οι προτεροσεισμοί στην Ελλάδα αναγνωρίζονται σχεδόν μία δεκαετία πριν τη γένεση του κύριου σεισμού, όπως εξ άλλου προκύπτει και από τις σχέσεις (2) και (3). Είναι, έτσι, δυνατή η πρώτη εκτίμηση του μεγέθους, του επικέντρου και του χρόνου γένεσης ενός επερχόμενου ισχυρού σεισμού στην Ελλάδα μια δεκαετία πριν τη γένεσή του. Από το **Σχήμα 4** προκύπτει επίσης ότι οι βέλτιστες (μέγιστες) τιμές των δεικτών ποιότητας (q_d , q_a) παρατηρήθηκαν περί το 2001, που σημαίνει ότι οι πλέον αξιόπιστες τιμές των παραμέτρων (χρόνου, χώρου, μεγέθους) ενός επερχόμενου ισχυρού σεισμού στον ελλαδικό χώρο υπολογίζοντας μερικά έτη (~4-5 έτη) πριν τη γένεσή του.



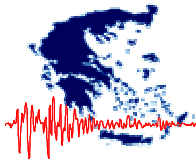
ΓΕΝΕΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΕ ΔΙΚΤΥΟ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Η γένεση σεισμών είναι γνωστό ότι εμφανίζει συχνά χωροχρονική ομαδοποίηση, σε διαφορετικές ομάδες χρόνου και χώρου. Η πλέον συχνή και γνωστή τέτοια ομαδοποίηση είναι η ομαδοποίηση: προσεισμοί-κύριος σεισμός-μετασεισμοί (foreshocks-mainshock-aftershocks). Οι σεισμοί αυτοί γίνονται στην περιοχή του ρήγματος του κύριου σεισμού και το χρονικό διάστημα της έντονης δράσης τους είναι συνήθως της τάξης των μερικών εβδομάδων. Δυστυχώς, αυτή η ομαδοποίηση δεν παρέχει τη δυνατότητα πρόγνωσης του κύριου σεισμού, αφού οι προσεισμοί είτε απουσιάζουν είτε είναι μικροί και μη αναγνωρίσιμοι πριν τη γένεση του κύριου σεισμού στο ρήγμα.



Σχήμα 5. Ρήγματα της ομάδας ισχυρών σεισμών που έγιναν στο ΝΑ Ελληνικό Τόξο κατά το χρονικό διάστημα 2006-2008, ακολουθώντας τον ισχυρό σεισμό των Κυθήρων (2006/1/8, M=6.9) .

Έρευνα κατά την τελευταία κυρίως δεκαετία δείχνει ότι οι ισχυροί σεισμοί ομαδοποιούνται και σε ευρύτερη χωρική κλίμακα, η οποία περιλαμβάνει διάφορα ρήγματα ισχυρών σεισμών (δίκτυο ρηγμάτων) που συμβαίνουν σε χρονικό διάστημα λίγων ετών. Στην περίπτωση αυτή ως κύριος σεισμός μπορεί να θεωρηθεί ο μέγιστος σεισμός της ακολουθίας, με τους υπόλοιπους να ομαδοποιούνται στους προτεροσεισμούς (preshocks) που προηγούνται και στους υστεροσεισμούς (posthocks) που έπονται. Αυτή η ομαδοποίηση επιτρέπει την πρόγνωση του μεγαλύτερου, κύριου σεισμού, αφού οι προτεροσεισμοί είναι σχετικά ισχυροί και αναγνωρίσιμοι πριν τη γένεση τους, διαθέτοντας τις προγνωστικές ιδιότητες του μοντέλου



D-AS που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία. Εξ' άλλου είναι προφανές ότι από μία τέτοια ακολουθία μόνο ο μέγιστος (κύριος) σεισμός μπορεί να προβλεφθεί. Μπορεί, μάλιστα, να συμβούν περισσότεροι του ενός ισχυροί σεισμοί της ακολουθίας να γίνουν μέσα στα προαναφερθέντα παράθυρα πρόγνωσης (χρόνος ± 1.5 έτη, μέγεθος ± 0.3 και επίκεντρο $\leq 130\text{km}$), οπότε μόνο ο πρώτος ισχυρός σεισμός μπορεί να προβλεφθεί. Ένα παράδειγμα δείχνεται στο **Σχήμα 5**, όπου παρουσιάζεται οι ισχυροί σεισμοί που συνέβησαν το χρονικό διάστημα 2006-2008 σε δίκτυο ρηγμάτων του νοτιοδυτικού τμήματος του Ελληνικού τόξου, όπου μόνο ο πρώτος (και ισχυρότερος) σεισμός που έγινε στις 8/1/2006 στα Κύθηρα ($M=6.8$) προβλέφθηκε με επιτυχία (Parazachos et al., 2002, 2007a).

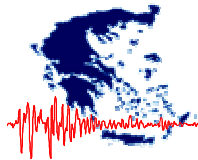
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μέθοδος που εφαρμόστηκε στην παρούσα εργασία βασίζεται σε δεδομένα παρατήρησης που αφορούν την περίοδο 1965 – 2006 κατά την οποία λειτουργούσε ένα σύγχρονο δίκτυο σειсмоγράφων στην Ελλάδα και για το λόγο αυτό τα δεδομένα αυτά είναι ενόργανα και πληρούν τους απαραίτητους όρους: της **πληρότητας** ($M \geq 4.2$ καθόλη την περίοδο), της απαιτούμενης **ακρίβειας** (≤ 0.3 στο μέγεθος, $\leq 20\text{km}$ στο επίκεντρο) και της **ομοιογένειας** (όλα τα μεγέθη είναι στην κλίμακα του μεγέθους ροπής).

Το εξεταζόμενο μοντέλο εφαρμόστηκε σε ένα πλήρες δείγμα κύριων σεισμών του υπό μελέτη χώρου (όλοι οι κύριοι σεισμοί μεγέθους $M \geq 6.3$ που έγιναν στο χώρο αυτό μεταξύ 1980 και 2006) και αποδείχθηκε η ισχύς του ($q_d \geq 3.0$, $q_a \geq 3.0$), γεγονός που αποτελεί σοβαρή ένδειξη για ανάλογη συμπεριφορά σε ισχυρούς ($M \geq 6.3$) μελλοντικούς σεισμούς στον ίδιο αυτό χώρο.

Η αναγνώριση ότι μία περιοχή βρίσκεται σε προσεισμική φυσική διαδικασία γίνεται σχεδόν μία δεκαετία πριν (**Σχήμα 4**), οπότε μπορεί να γίνει και η πρώτη εκτίμηση των παραμέτρων του αναμενόμενου σεισμού. Συνεπώς, υπάρχει επαρκής χρόνος για τη λήψη μεσοπρόθεσμων μέτρων αντισεισμικής προστασίας (έλεγχος τεχνικών έργων, άρση επικινδυνότητας, ενίσχυση οικοδομών, κλπ).

Το σφάλμα στο προβλεπόμενο μέγεθος του σεισμού (≤ 0.3) καθώς και το σφάλμα στο προβλεπόμενο επίκεντρο ($\leq 130\text{km}$) επιτρέπουν την εστίαση των προσεισμικών μέτρων ετοιμότητας σε περιορισμένο σχετικώς χώρο (σε έκταση της τάξης 2-3 νομών της χώρας) ώστε τα μέτρα αυτά να είναι οικονομικώς εφικτά αλλά και περισσότερο αποδοτικά, μέτρα τα οποία σήμερα είναι ουσιαστικώς ανύπαρκτα. Τα σφάλματα αυτά επιτρέπουν επίσης την εστίαση των επιστημονικών ερευνών (π.χ. εγκατάσταση πυκνού δικτύου επιταχυνσιογράφων και φορητών σειсмоγράφων, κλπ) σε συγκεκριμένες περιοχές όπου η πιθανότητα γένεσης ισχυρού σεισμού είναι μεγάλη ($\sim 80\%$). Με τον τρόπο αυτό είναι δυνατό να συλλεχθούν περισσότερα και ακριβέστερα στοιχεία ισχυρής σεισμικής κίνησης, με πολύ μεγαλύτερο ρυθμό από το σημερινό ρυθμό συλλογής επιστημονικών δεδομένων στην Ελλάδα, όπου τα



επιστημονικά όργανα, όπως οι επιταχυνσιογράφοι, είναι σχεδόν τυχαία κατανεμημένα στη χώρα.

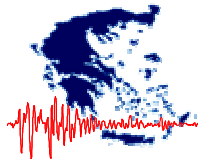
Η εφαρμογή μεθόδων όπως η προτεινόμενη στην παρούσα εργασία, επιτρέπει στην ελληνική πολιτεία και στους αρμόδιους φορείς, πέρα από το να διατηρούν σε πλήρη ισχύ τα μακροπρόθεσμα αντισεισμικά μέτρα (αντισεισμικός κανονισμός, σχέδιο Ξενοκράτης, κλπ), να προχωρήσουν στην πιλοτική αρχικώς εφαρμογή μεσοπρόθεσμων ενεργητικών μέτρων σε συγκεκριμένες περιοχές της χώρας μας όπου η πιθανότητα γένεσης ισχυρών σεισμών και η αντίστοιχη χρονικά εξαρτώμενη σεισμική επικινδυνότητα είναι αυξημένη. Αυτός είναι ο μόνος, ίσως, τρόπος ουσιαστικής αναβάθμισης της αντισεισμικής πολιτικής στη χώρα μας.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστώ τον Ομ. Καθηγητή Β. Παπαζάχο, για την επιστημονική του υποστήριξη κατά την πραγματοποίηση αυτής της εργασίας. Η εργασία εκπονήθηκε μερικώς στο πλαίσιο των ερευνητικών προγραμμάτων 81106 (Ολοκληρωμένο σύστημα παρακολούθησης & διαχείρισης σεισμικού κινδύνου στο μέτωπο του Ελληνικού τόξου: Εφαρμογή στις πόλεις Χανίων & Ηρακλείου) της Επιτροπής Ερευνών του Α.Π.Θ.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Bowman, D.D., Quillon, G., Sammis, C.G., Sornette, A. and Sornette, D. (1998). An observational test of the critical earthquake concept. *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 24359 – 24372.
- Bowman, D.D. and King, G.C.P. (2001). Accelerating seismicity and stress accumulation before large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 28, pp. 4039 – 4042.
- Bufe, C.G. and Varnes, D.J. (1993). Predictive modeling of seismic cycle of the Great San Francisco Bay Region. *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 9871 – 9883.
- Dobrovolsky, J.P., Zubkov, S.I., Miachkin, B.J. (1979). Estimation of the size of earthquake preparation zones, *Pure Appl. Geophys.* 117, pp. 1025-1044.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1954). *Seismicity of the earth and associated phenomena.* Hafner, New York, 310pp.
- Jaume, S.C. and Sykes, L.R. (1999). Evolving towards a critical point: a review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, 155, pp. 279 – 309.
- Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Savvaidis, A.S. and Papazachos, B.C. (2002). Accelerating seismic crustal deformation in the southern Aegean area. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, pp. 570-580.
- Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C. (2005). Global observational properties of the critical earthquake model. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, pp. 1841 – 1855.
- Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C. (2006). New observational information on the precursory accelerating and decelerating strain energy release. *Tectonophysics*, 423, pp. 83 – 96.



- Papazachos, B.C., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M. (2007a). Evaluation of the results for an intermediate term prediction of the 8 January 2006 $M_w=6.9$ Cythera earthquake in southern Aegean, Bull. Seismol. Soc. Am., 97, 18, pp. 347 - 352.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B. (2007b). A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1901 -2007. Publ. Geoph. Laboratory, University of Thessaloniki.
- Skarlatoudis, A.A., Papazachos, C.B., Margaris, B.N., Papaioannou, Ch., Ventouzi, Ch., Vamvakaris, D., Bruestle, A., Meier, T., Friederich, W., Stavrakakis, G., Taymaz, T., Kind, R., Vafidis, A., Dahm, T. and the EGELADOS group, Combination of acceleration and broadband velocity sensor recordings for attenuation studies: The case of the January 8, 2006 Kythera intermediate-depth earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., (in press).
- Sornette, D. and Sammis, C.G (1995). Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: implications for earthquake predictions. J. Phys. I. France 5, pp. 607 – 619.