

# ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΚΑΡΔΙΤΣΑΣ

**Δημήτριος Γ. Παναγιωτόπουλος**

Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής,  
email: [panagiot@geo.auth.gr](mailto:panagiot@geo.auth.gr)

**Κωνσταντίνος Β. Παπαζάχος**

Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής,  
email: [krapaza@geo.auth.gr](mailto:krapaza@geo.auth.gr)

## Περίληψη

Από τα διαθέσιμα σεισμολογικά και γεωλογικά στοιχεία καθώς και από γνωστά γεωτεκτονικά μοντέλα προκύπτει ότι στην ευρύτερη περιοχή της Καρδίτσας (λεκάνη της Θεσσαλίας) ασκούνται εφελκυστικές δυνάμεις με αποτέλεσμα ο φλοιός της Θεσσαλίας να επεκτείνεται (τεντώνεται) κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου με ταχύτητα περίπου 1 εκατοστό το χρόνο (1 cm/yr). Συνέπεια αυτής της παραμόρφωσης είναι η διάρρηξη του φλοιού και η δημιουργία δύο συστημάτων ρηγμάτων τα οποία έχουν διευθύνσεις ανατολής-δύσης. Το ένα σύστημα με τα μεγαλύτερα ρήγματα βρίσκεται κατά μήκος της νότιας Θεσσαλίας και το άλλο κατά μήκος του Πηνειού ποταμού. Το μεγαλύτερο γνωστό ρήγμα της Θεσσαλίας είναι αυτό των Σοφάδων με μήκος περίπου 50 χιλιόμετρα, Σ' αυτό γεννήθηκε ο σεισμός της 30<sup>ης</sup> Απριλίου 1954 ο οποίος είχε μέγεθος  $M=7.0$  και προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές κυρίως στον νομό Καρδίτσας. Από τα διαθέσιμα ενόργανα στοιχεία της περιόδου 1911-2006 προκύπτει ότι η πιθανότητα γένεσης ισχυρού σεισμού ( $M \geq 6.3$ ) σε ακτίνα 50 χιλιομέτρων από την Καρδίτσα είναι 33% σε μια δεκαετία, υπερβαίνει το 50% σε δύο δεκαετίες και το 90% σε έξι δεκαετίες.

## 1. Εισαγωγή

Με τον όρο «Ενεργός Τεκτονική» μιας περιοχής αναφερόμαστε συνήθως στις παραμορφώσεις και διαρρήξεις του φλοιού της Γης, καθώς και στις τεκτονικές τάσεις (δυνάμεις) που προκαλούν αυτές τις παραμορφώσεις και διαρρήξεις σήμερα. Η λέξη «σήμερα» αναφέρεται εδώ με τη γεωλογική της σημασία. Δηλαδή, ο σημερινός τρόπος παραμόρφωσης και διάρρηξης των γεωλογικών στρωμάτων έχει συνήθως ηλικία μερικών εκατοντάδων χιλιάδων ή λίγων εκατομμυρίων ετών.

Είναι γνωστό ότι η γένεση των σεισμών αποτελεί έμμεσο αποτέλεσμα των παραμορφώσεων και άμεσο αποτέλεσμα των διαρρήξεων του φλοιού της Γης. Η παραμόρφωση ενός τμήματος του φλοιού έχει ως συνέπεια τη συσσώρευση δυναμικής ενέργειας (ενέργεια παραμόρφωσης) επί σημαντικό χρονικό διάστημα (της τάξης των εκατοντάδων ή και χιλιάδων ετών). Η διάρρηξη σε προϋπάρχον ρήγμα απελευθερώνει γρήγορα (σε χρόνο δευτερολέπτων) τη δυναμική ενέργεια με ολίσθηση στο σειсмоγόνο ρήγμα. Η διάρρηξη αυτή παράγει τα σεισμικά κύματα, δηλαδή το σεισμό, ο οποίος είναι τόσο μεγαλύτερος όσο μεγαλύτερο είναι το ρήγμα. Σεισμοί π.χ. που έχουν μεγέθη 6, 7, 8 (στην κλίμακα Richter) γεννώνται σε ρήγματα με μήκος περίπου 15km, 50km, 160km, αντίστοιχα.

Με τον όρο σεισμικότητα μίας περιοχής συνήθως αναφερόμαστε σε μια ποσότητα που εξαρτάται από τα μεγέθη των σεισμών της περιοχής και από τη συχνότητα που επαναλαμβάνονται οι σεισμοί στην περιοχή αυτή. Γενικά, οι σεισμοί μιας περιοχής είναι διαφόρων μεγεθών και συνεπώς προέρχονται από ρήγματα διαφόρων διαστάσεων, δηλαδή από ένα δίκτυο ρηγμάτων. Η σεισμικότητα μιας περιοχής καθορίζεται με δύο βασικά ποσοτικά μέτρα. Το πρώτο, το οποίο χρησιμοποιείται συνήθως και γίνεται αποδεκτό και στον αντισεισμικό κανονισμό, βασίζεται στην υπόθεση ότι τα μεγέθη των σεισμών στην περιοχή κατανέμονται σύμφωνα με συγκεκριμένο νόμο (Gutenberg and Richter, 1944), που σημαίνει ότι όσο πιο μεγάλος είναι ένας σεισμός τόσο σπανιότερα γίνεται ενώ οι σεισμοί κατανέμονται τυχαία στο χρόνο και γι' αυτό η σεισμικότητα αυτή ονομάζεται **χρονικώς ανεξάρτητη σεισμικότητα**. Το δεύτερο μέτρο βασίζεται στην υπόθεση ότι η γένεση των σεισμών μεταβάλλεται με το χρόνο και γι' αυτό αυτή η σεισμικότητα ονομάζεται **χρονικώς**

**εξαρτημένη σεισμικότητα**, η οποία ουσιαστικά αντιστοιχεί στη «μεσοπρόθεσμη πρόγνωση των σεισμών».

Η σύγχρονη αντίληψη σχετικά με την ενεργό τεκτονική απέκτησε νέες διαστάσεις κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες με την ανάπτυξη της **θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών**. Η θεωρία αυτή έδωσε φυσική ερμηνεία στα φαινόμενα της παραμόρφωσης και διάρρηξης του φλοιού καθώς και στη γένεση των σεισμών, αφού τα φαινόμενα αυτά είναι εντονότερα στις παρυφές των λιθοσφαιρικών πλακών, όπου αυτές συγκλίνουν ή αποκλίνουν ή κινούνται εφαιπτομενικά η μία σε σχέση με την άλλη.

Στην παρούσα εργασία δίνονται βασικές πληροφορίες για την ενεργό τεκτονική όλης της Θεσσαλίας και της ευρύτερης περιοχής και υπολογίζονται παράμετροι (μέτρα) που αφορούν τη χρονικώς ανεξάρτητη σεισμικότητα στην πόλη της Καρδίτσας.

## 2. Ενεργός Τεκτονική της Θεσσαλίας

Η Ενεργός τεκτονική του ελλαδικού χώρου μελετήθηκε συστηματικά κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες υπό το πρίσμα της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών. Τα σημαντικότερα αποτελέσματα αυτής της έρευνας είναι ότι κατά μήκος του ελληνικού τόξου (Ζάκυνθος – Κρήτη – Ρόδος) και στο εξωτερικό (κυρτό) μέρος του η λιθόσφαιρα του Αιγαίου (μπροστινό μέρος της Ευρασιατικής λιθόσφαιρικής πλάκας) συγκλίνει με τη λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου (μπροστινό μέρος της Αφρικανικής λιθόσφαιρικής πλάκας) με συνέπεια να ασκούνται συμπιεστικές δυνάμεις κατά μήκος του τόξου (Parazachos and Comninakis, 1971). Όμως το Αιγαίο και οι γύρω περιοχές που βρίσκονται στο εσωτερικό (κοίλο) μέρος του ελληνικού τόξου, αποτελούν μικροπλάκα η οποία κινείται γρήγορα νοτιοδυτικά και επιπτεύει τη λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου με συνέπεια να επεκτείνεται (τεντώνεται) η μικροπλάκα του Αιγαίου κατά μία διεύθυνση περίπου βορρά-νότου (McKenzie, 1970, 1972).

Η επέκταση της μικροπλάκας του Αιγαίου οφείλεται στο ότι το μπροστινό της μέρος (νοτιοδυτικό Αιγαίο) κινείται γρήγορα και επιπτεύει την Ανατολική Μεσόγειο με μια ταχύτητα 3.5 εκατοστά το χρόνο (3.5 cm/yr) ενώ το μεσαίο μέρος της μικροπλάκας κινείται με μικρότερη ταχύτητα (~ 2cm/yr) και το πίσω τμήμα της (κεντρική Ελλάδα) με αρκετά μικρότερη ταχύτητα (~ 1cm/yr) από το μπροστινό της μέρος (Parazachos, 1999).

Η Θεσσαλία βρίσκεται στο πίσω μέρος της λιθοσφαιρικής μικροπλάκας του Αιγαίου και αναμένεται, σύμφωνα με το μοντέλο που περιγράψαμε παραπάνω, να ασκούνται εφελκυστικές τάσεις (δυνάμεις ανά μονάδα επιφάνειας) οι οποίες να έχουν διεύθυνση περίπου βορρά-νότου και να επεκτείνουν την περιοχή κατά την ίδια διεύθυνση. Οι εφελκυστικές τάσεις έχουν ως συνέπεια τη δημιουργία «κανονικών ρηγμάτων» των οποίων η διεύθυνση είναι κάθετη προς τη διεύθυνση της τάσης. Δηλαδή αναμένεται στη Θεσσαλία τα σεισμικά ρήγματα να έχουν διεύθυνση Ανατολής-Δύσης και κλίση προς το βορρά ή το νότο με βυθιζόμενο το πάνω τέμαχος του ρήγματος.

Στο σχήμα (1) παριστάνονται οι τεκτονικές τάσεις (βέλη με δύο κατευθύνσεις) στη Θεσσαλία και τις γύρω περιοχές που έχουν προσδιορισθεί τόσο με σεισμολογικές μεθόδους όσο και με γεωλογικές-νεοτεκτονικές μεθόδους (Mountrakis et al., 2006). Οι τάσεις με σεισμολογικές μεθόδους έχουν υπολογιστεί με ανάλυση σεισμογραμμάτων ενώ τα γεωλογικά-νεοτεκτονικά αποτελέσματα έχουν υπολογιστεί από παρατηρήσεις υπαίθρου. Αν και οι μεθοδολογίες είναι εντελώς ανεξάρτητες, είναι πολύ σημαντική η διαπίστωση της πολύ καλής συμφωνίας των δύο ειδών δεδομένων.

Τα τέσσερα μεγάλα διπλά βέλη παριστάνουν τις μέσες διευθύνσεις των τάσεων στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας. Βλέπουμε ότι από τις σεισμολογικές και γεωλογικές παρατηρήσεις προκύπτει ότι οι τεκτονικές τάσεις είναι εφελκυστικές και έχουν διεύθυνση βορρά-νότου, δηλαδή τείνουν να επεκτείνουν (τεντώσουν) το φλοιό της Θεσσαλίας κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου, όπως προβλέπει το λιθοσφαιρικό μοντέλο που αναφέραμε παραπάνω.

Στο σχήμα (1) δείχνονται επίσης τα σημαντικότερα (έντεκα) ενεργά ρήγματα της περιοχής που έδωσαν ισχυρούς σεισμούς ( $M \geq 6.0$ ) κατά τους ιστορικούς χρόνους και καθορίστηκαν με σεισμολογικές και γεωλογικές παρατηρήσεις (Παπαζάχος και συνεργάτες,

2001). Το μακρύ ευθύγραμμο τμήμα κάθε συμβόλου παριστάνει τη διεύθυνση και το μήκος του ρήγματος ενώ οι μικρές κάθετες γραμμές στη διεύθυνση του ρήγματος (δόντια) δείχνουν τη διεύθυνση κλίσης του ρήγματος. Όλα τα ρήγματα αυτά είναι πράγματι κανονικά ρήγματα και όπως προκύπτει από το σχήμα (1), έχουν διεύθυνση περίπου ανατολής-δύσης ενώ άλλα κλίνουν προς το βορρά και άλλα προς το νότο.

Το μεγαλύτερο από τα ρήγματα αυτά είναι το ρήγμα των Σοφάδων που βρίσκεται νοτιοανατολικά της Καρδίτσας, έχει μήκος περίπου 50km και διεύθυνση ανατολής-δύσης και κλίση προς τον βορρά. Από σεισμολογικά στοιχεία προέκυψε ότι το ρήγμα αυτό είναι κανονικό, δηλαδή βυθίζεται το πάνω τέμαχός του προς τη λεκάνη της Καρδίτσας. Αυτό προκύπτει και από τις μακροσεισμικές παρατηρήσεις που έγιναν στην περιοχή μετά τη γένεση του μεγάλου σεισμού ( $M=7.0$ ) της 30<sup>ης</sup> Απριλίου 1954 που προήλθε από το ρήγμα αυτό, όπου παρατηρήθηκε ότι κατά τη γένεση του σεισμού αυτού βυθίστηκε προς τη Θεσσαλική πεδιάδα το βόρειο τέμαχος του ρήγματος κατά ένα περίπου μέτρο (Παπασταματίου και Μουγιάρης, 1986).

### 3. Γένεση ισχυρών σεισμών στην περιοχή Θεσσαλίας

Το σχήμα (2) δείχνει αριθμημένα τα έντεκα γνωστά ρήγματα στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας. Στο πάνω μέρος του σχήματος δηλώνεται το όνομα του κάθε ρήγματος, το μήκος του,  $L$  (σε km), το αζίμουθιο,  $\zeta$ , η κλίση του,  $\theta$ , η γωνία ολίσθησης,  $\lambda$  (που έχει τιμή  $-90^{\circ}$  για τα κανονικά ρήγματα) καθώς και τα έτη γένεσης και τα μεγέθη (σε παρένθεση) των ισχυρών ( $M \geq 6.0$ ) σεισμών μετά το 1500 που συνδέονται με κάθε ένα από τα ρήγματα. Όπως είναι εμφανές από το σχήμα, τα ρήγματα της Θεσσαλίας συγκροτούν δύο κύρια δίκτυα, αυτό της βόρειας Θεσσαλίας κατά μήκος του Πηνειού ποταμού και το άλλο με μεγαλύτερα ρήγματα κατά μήκος των νότιων παρυφών της Θεσσαλικής πεδιάδας. Η Καρδίτσα και οι γύρω περιοχές της υπέστησαν σοβαρές βλάβες από το σεισμό των Σοφάδων της 30<sup>ης</sup> Απριλίου 1954 που προήλθε από το ρήγμα που βρίσκεται νοτιοανατολικά της Καρδίτσας (με αριθμό 8 στο σχ. 2) και είναι ο μεγαλύτερος ( $M=7.0$ ) γνωστός σεισμός σε όλη τη Θεσσαλία. Προκάλεσε καταστροφές στο νομό Καρδίτσας (Σοφάδες, Πασχαλίτσα, Νέο Ικόνιο, Ασημοχώρι κλπ) και βλάβες σε γειτονικούς νομούς. Συνολικά καταστράφηκαν 6599 οικοδομήματα και σκοτώθηκαν 25 άνθρωποι (Παπαζαχος και Παπαζαχου, 2003).

Η σεισμική δράση στην Καρδίτσα αποτελεί μία από τις περιπτώσεις που δείχνουν ότι δεν αρκούν οι πληροφορίες για καταστρεπτικούς σεισμούς του ιστορικού παρελθόντος για την ακριβή εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής. Απαιτείται πρόσθετη γνώση που αφορά το ευρύτερο σεισμοτεκτονικό περιβάλλον και κυρίως ποσοτικός καθορισμός της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας μιας θέσης (πόλης, κλπ) με τη χρησιμοποίηση ενόργανων αξιόπιστων επιστημονικών δεδομένων. Αν π.χ. βασιζόταν η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής της Καρδίτσας μόνο στις γνωστές προηγούμενες σεισμικές καταστροφές και γινόταν η εκτίμηση αυτή πριν το 1954 θα είχε θεωρηθεί η περιοχή αυτή ασεισμική, γιατί δεν υπήρχε τότε κανένας γνωστός σημαντικά καταστρεπτικός σεισμός στην περιοχή. Για το λόγο αυτό γίνεται υπολογισμός της σεισμικότητας στην Καρδίτσα στο επόμενο τμήμα της παρούσας εργασίας με τη χρησιμοποίηση ενόργανων στοιχείων.

### 4. Η σεισμικότητα της Καρδίτσας

Όπως έχουμε ήδη αναφέρει υπάρχουν δύο μέτρα σεισμικότητας, το μέτρο της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας (τυχαία κατανομή στο χρόνο) και το μέτρο της χρονικά εξαρτημένης σεισμικότητας (μεσοπρόθεσμη πρόγνωση). Τα δύο μέτρα είναι παραπλήσια για μεγάλες χρονικές περιόδους και διαφέρουν για μικρά χρονικά διαστήματα όταν το μέτρο της χρονικά εξαρτημένης σεισμικότητας είναι υψηλό (όταν αναμένεται ισχυρός σεισμός κατά τα επόμενα λίγα έτη). Όταν το μέτρο της χρονικά εξαρτημένης σεισμικότητας είναι μικρό (δεν περιμένουμε σύντομα ισχυρό σεισμό) τότε τα δύο μέτρα είναι παρόμοια τόσο για μικρά όσο και για μεγάλα χρονικά διαστήματα. Από την εφαρμογή του αλγορίθμου του Εργαστηρίου

Γεωφυσικής του ΑΠΘ για την μεσοπρόθεσμη πρόγνωση των ισχυρών σεισμών στην Καρδίτσα δεν προκύπτει ότι αναμένεται σύντομα ισχυρός σεισμός κοντά στην πόλη. Για το λόγο αυτό εφαρμόζεται εδώ το μοντέλο της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας.

Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό ισχύει η ακόλουθη σχέση των Gutenberg και Richter (1944):

$$\log N_t = a_t - bM \quad (1)$$

όπου  $N_t$  είναι ο αριθμός των σεισμών μεγέθους  $M$  ή μεγαλύτερο που έγιναν σε χρόνο  $t$  (σε έτη) σε μια περιοχή και  $a_t$  και  $b$  είναι παράμετροι που υπολογίζονται από τα διαθέσιμα ενόργανα στοιχεία της περιοχής. Για χρονικό διάστημα ενός έτους ισχύει η σχέση:

$$\log N = a - bM \quad (2)$$

όπου  $a = a_t - \log t$ . Η μέση περίοδος επανάληψης,  $T$ , των σεισμών μεγέθους  $M$  ή μεγαλύτερου δίνεται από τη σχέση:

$$T = 10^{bM} / 10^a \quad (3)$$

και η πιθανότητα  $P(\delta t)$  γένεσης ενός τέτοιου σεισμού σε χρονικό διάστημα  $\delta t$  δίνεται από τη σχέση:

$$P(\delta t) = 1 - \exp\left(-\frac{\delta t}{T}\right) \quad (4)$$

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας στην Καρδίτσα θεωρήσαμε τους σεισμούς των οποίων τα επίκεντρα βρίσκονται εντός κύκλου με κέντρο την πόλη και ακτίνα 50km. Οι σεισμοί αυτοί είχαν μεγέθη  $M \geq 5.0$  και έγιναν μεταξύ του 1911 (όταν εγκαταστάθηκε ο πρώτος σειсмоγράφος στην Ελλάδα) και του 2006 καθώς και αυτοί που είχαν μεγέθη μεταξύ 4.5 και 4.9 και έγιναν μεταξύ 1965 (όταν εγκαταστάθηκε το πρώτο δίκτυο σειсмоγράφων στην Ελλάδα) και 2006. Έγινε αναγωγή του αριθμού των σεισμών μεγέθους 4.5-4.9 στον χρόνο  $t=95$  έτη (2006-1911) και έτσι το δείγμα μεγεθών με  $M \geq 4.5$  της περιόδου των 95 ετών χρησιμοποιήθηκε για τους σκοπούς της παρούσας εργασίας.

Το σχήμα (3) αποτελεί γραφική παράσταση του λογαρίθμου του αριθμού των σεισμών,  $N_t$ , μεγέθους  $M$  ή μεγαλύτερου που έγιναν κατά την διάρκεια  $t=95$  ετών στην ευρύτερη περιοχή της Καρδίτσας (ακτίνα 50km).. Με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων βρέθηκε ότι  $a_t=5.31$ ,  $b=0.75$  και συνεπώς:

$$a = 3.33 \quad \text{και} \quad b = 0.75 \quad (5)$$

Με χρησιμοποίηση των τιμών αυτών υπολογίζεται από την σχέση (3) η περίοδος,  $T$ , για μέγεθος  $M$ . Έτσι για  $M=7.0$ , που είναι το μέγιστο μέγεθος σεισμού που παρατηρήθηκε στο νομό Καρδίτσας, προκύπτει ότι η μέση περίοδος επανάληψης για σεισμό μεγέθους  $M=7.0$  ή μεγαλύτερο είναι 83 έτη.

Με τη σχέση (4) υπολογίστηκαν οι πιθανότητες γένεσης ενός βλαβερού σεισμού στην Καρδίτσα ( $M \geq 6.3$ ) για διάφορα χρονικά διαστήματα  $\delta t (=5, 10, \dots, 50, 60$  έτη)

Η αθροιστική αυτή πιθανότητα,  $P(M \geq 6.3)$ , έχει χαρτογραφηθεί σε συνάρτηση με το χρόνο στο σχήμα (4). Παρατηρούμε ότι οι πιθανότητες γένεσης ενός ισχυρού σεισμού μεγέθους 6.3 ή μεγαλύτερου στην Καρδίτσα είναι περίπου 33% σε μία δεκαετία, 55% σε δύο δεκαετίες και πάνω από 90% σε έξι δεκαετίες.

## 5. Συμπεράσματα

Η Θεσσαλία και η γύρω περιοχή βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της λιθοσφαιρικής πλάκας του Αιγαίου όπου ασκούνται εφελκυστικές τεκτονικές δυνάμεις κατά τη διεύθυνση βορρά – νότου. Η επίδραση τέτοιων δυνάμεων στη Θεσσαλία έχει διαπιστωθεί με σεισμολογικά και

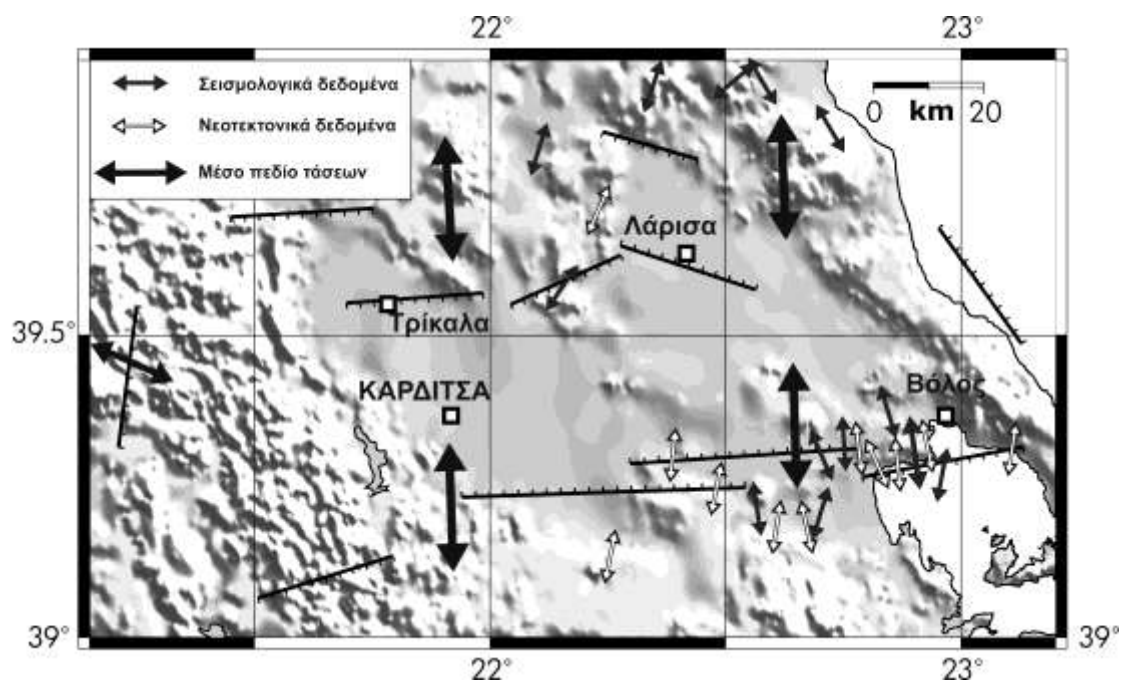
γεωλογικά στοιχεία. Ο μέσος ρυθμός (παραμόρφωσης) επέκτασης κατα τη διεύθυνση βορρά – νότου είναι περίπου 1 cm/yr.

Συνέπεια αυτού του πεδίου τάσεων είναι η δημιουργία 2 ζωνών διάρρηξης της βόρειας και της νότιας, όπου τα ρήγματα είναι κανονικά δηλαδή το πάνω μέρος του ρήγματος βυθίζεται. Η μία ζώνη ακολουθεί τον Πηνειό ποταμό στη βόρεια Θεσσαλία και περιλαμβάνει σχετικώς μικρά ρήγματα που δίνουν σεισμούς με μεγέθη μέχρι 6.5 της κλίμακας Ρίχτερ. Η άλλη ζώνη έχει σχετικώς μεγαλύτερα ρήγματα παράλληλα προς τις νότιες παρυφές της Θεσσαλικής πεδιάδας τα οποία δίνουν σεισμούς με μεγέθη που φτάνουν το  $M=7.0$ . Στη ζώνη αυτή ανήκει και το ρήγμα των Σοφάδων το οποίο έχει μήκος 52 km και έδωσε ένα καταστρεπτικό σεισμό με μέγεθος  $M=7.0$  στις 30 Απριλίου 1954. Ο σεισμός αυτός είναι ο μεγαλύτερος σεισμός που προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές στον νομό Καρδίτσας.

Από λεπτομερή μελέτη της σεισμικότητας που επηρεάζει τη πόλη της Καρδίτσας προέκυψε ότι οι σεισμοί με μεγέθη 6.0, 6.5 και 7.0 έχουν μέση περίοδο επανάληψης 15, 35 και 83 χρόνια και οι πιθανότητες γένεσης ενός ισχυρού σεισμού μεγέθους 6.3 ή μεγαλύτερου στην Καρδίτσα είναι περίπου 33% σε μία δεκαετία, 55% σε δύο δεκαετίες και πάνω από 90% σε έξι δεκαετίες.

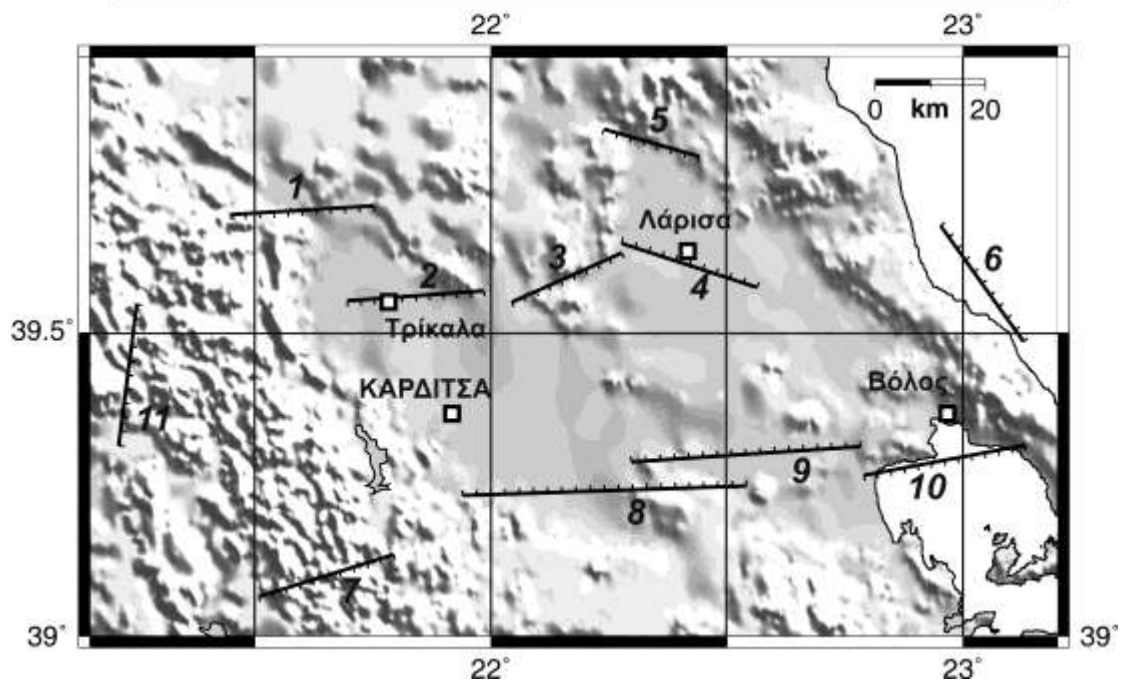
## Βιβλιογραφία

1. Gutenberg B., Richter C.F. (1944), "Frequency of earthquakes in California", Bull. Seism. Soc. Am., vol 34, pp. 185-188.
2. McKenzie D.P. (1970), "The plate tectonics of the Mediterranean region", Nature, vol. 226, pp.239-243.
3. McKenzie D.P. (1972), "Active tectonics of the Mediterranean region", Geophys. J.R. astr. Soc., vol. 30, pp.109-185.
4. Mountrakis D., Tranos M., Papazachos C., Thomaidou E., Karagianni E. and Vamvakaris D. (2006), "Neotectonic and seismological data concerning major active faults, and the stress regimes of Northern Greece", Geological Society, London, Special Publications, vol. 260, pp.649 - 670.
5. Papazachos B.C., Comninakis P.E. (1971), "Geophysical and tectonic features of the Aegean arc", J. Geophys. Res., vol. 76, pp. 8517-8533.
6. Papazachos C.B. (1999), "Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia interaction. Geophys. Res. Lett., vol. 26, pp. 2653-2656.
7. Παπαζάχος Β.Κ., Μουντράκης Δ.Μ., Παπαζάχος Κ.Β., Τρανός Μ.Δ., Καρακαϊσής Γ.Φ., Σαββαΐδης Α.Σ. (2001), «Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από τον 5<sup>ο</sup> αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα», 2<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, 28-30 Νοεμβρίου 2001, Θεσσαλονίκη, τόμος 1, σελ. 17-26.
8. Παπαζάχος Β.Κ., Παπαζάχου Α.Β. (2003), «Οι Σεισμοί της Ελλάδας», Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ. 317.
9. Παπασταματίου Δ., Μουγιάρης Ν. (1986), «Ο σεισμός των Σοφάδων της 30 Απριλίου 1954, παρατηρήσεις υπαίθρου του Γιάννη Παπασταματίου», ΙΓΜΕ, Γεωλογικές και Γεωφυσικές Μελέτες, σελ. 341-362.

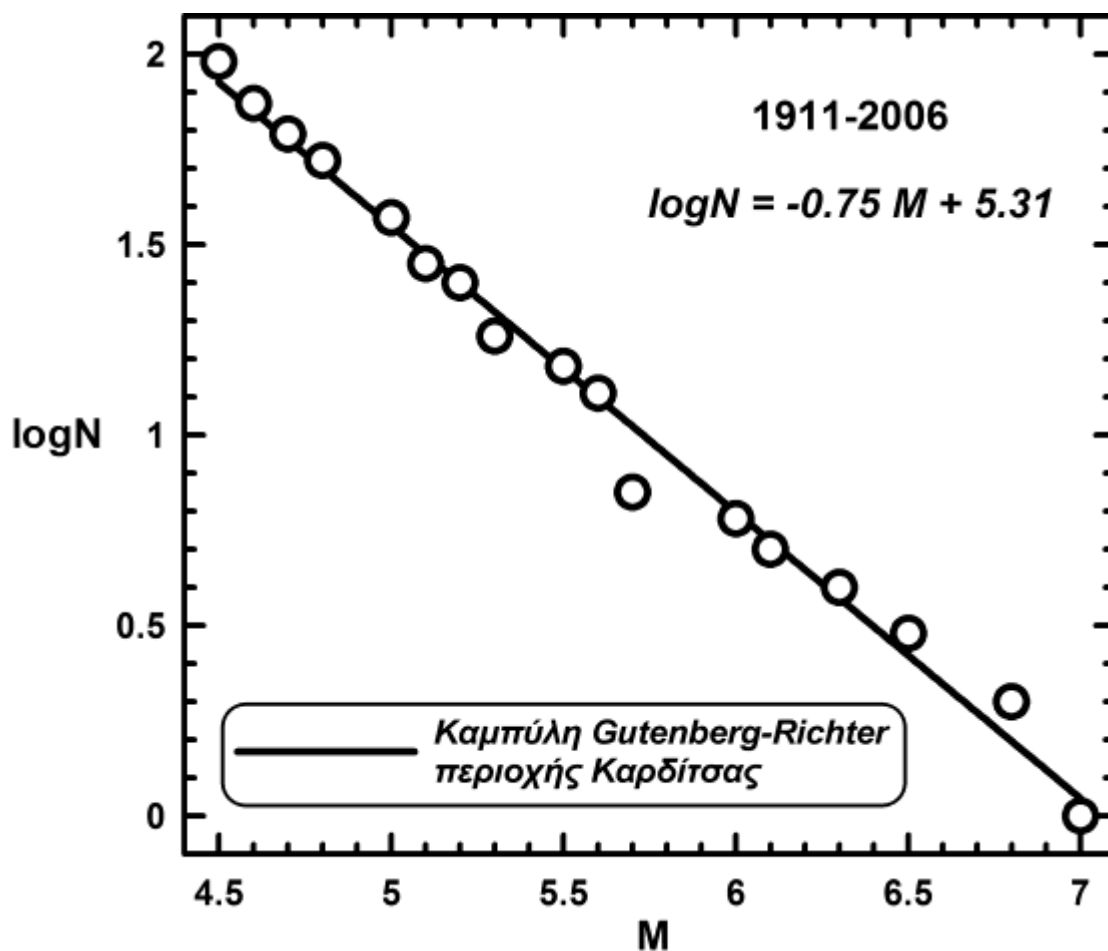


**Σχήμα 1.** Οι εφελκυστικές τάσεις (διπλά βέλη) που επεκτείνουν το φλοιό της Θεσσαλίας κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου και προκαλούν ρήγματα με διεύθυνση ανατολής-δύσης. Με μικρά άσπρα και μαύρα βέλη σημειώνονται τα αποτελέσματα από νεοτεκτονικά (γεωλογικά) και σεισμολογικά δεδομένα, αντίστοιχα, ενώ με μεγάλα μαύρα βέλη σημειώνεται το μέσο πεδίο τάσεων της περιοχής.

Α/Α	Όνομα Ρήγματος	L	ζ	θ	λ	Έτη και μεγέθη σεισμών
1	Μετέωρα	26	90	43	-90	1544(6.4), 1665(6.0), 1787(6.0)
2	Τρίκαλα	25	89	43	-90	1621(6.0), 1674(6.0), 1735(6.4)
3	Πηνειάς	22	69	43	-90	1661(6.2)
4	Λάρισα	26	291	47	-88	1668(6.0), 1731(6.0), 1781(6.2), 1941(6.3)
5	Ελασσόνα	18	109	47	-88	1766(6.1)
6	Κεραμίδι	26	327	50	-82	1905(6.4), 1911(6.0), 1930(6.1)
7	Άγραφα	26	76	50	-82	1514(6.0), 1566(6.4), 1966(6.2)
8	Σοφάδες	52	271	47	-88	1954(7.0)
9	Φάρσαλα	42	269	47	-88	1743(6.6), 1773(6.4), 1957(6.8)
10	Ν. Αγχίαλος	30	82	43	-90	1864(6.0), 1955(6.2), 1980(6.5)
11	Άρτα	26	11	49	-87	1967(6.4)

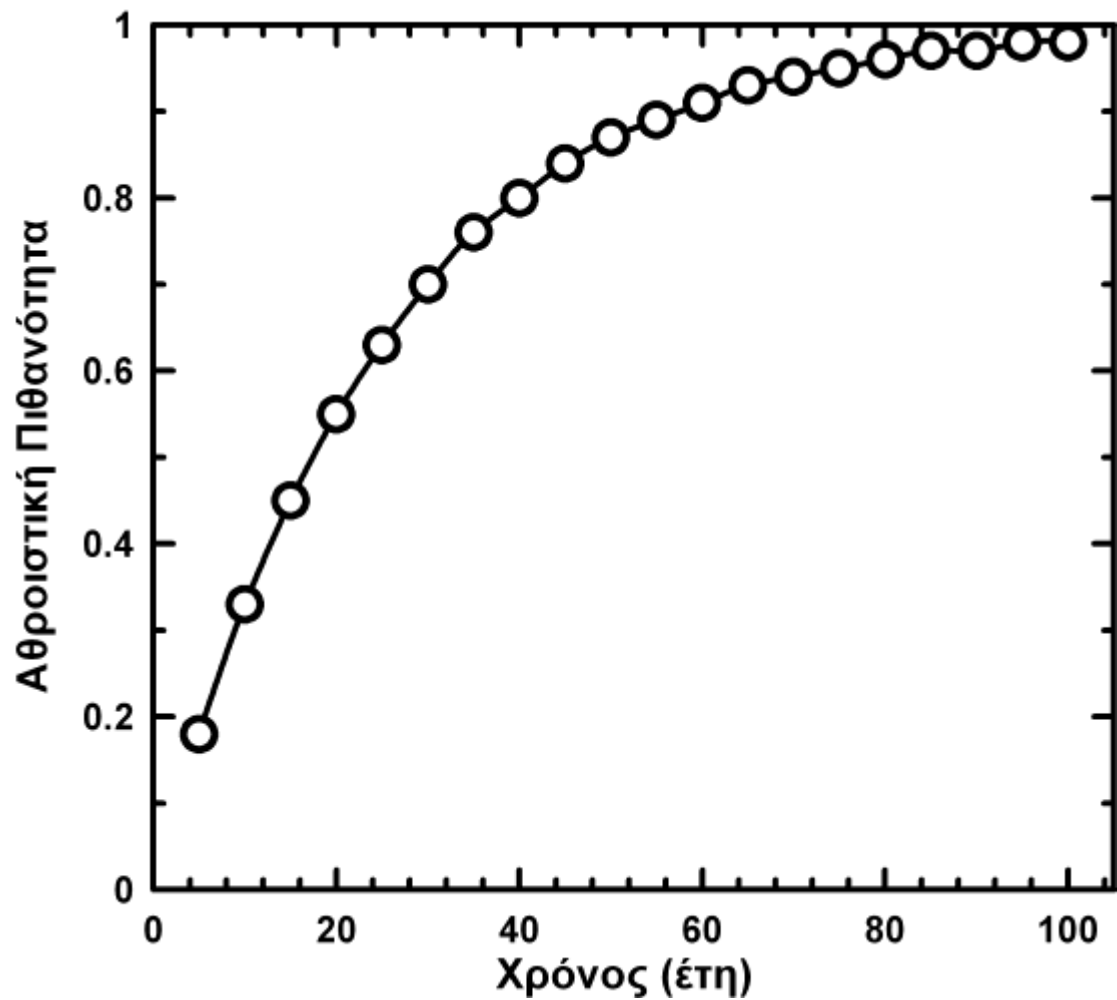


**Σχήμα 2.** Τα έντεκα ρήγματα της Θεσσαλίας και των γύρων περιοχών που έδωσαν ισχυρούς σεισμούς ( $M \geq 6.0$ ) κατά τους ιστορικούς χρόνους. Στο πάνω μέρος του σχήματος δίνονται τα στοιχεία κάθε ρήγματος (μήκος L, αζιμούθιο ζ, κλίση θ, γωνία ολίσθησης λ) καθώς και τα έτη γένεσης και τα μεγέθη (σε παρένθεση) των ισχυρών σεισμών που έγιναν μετά το 1500 και συνδέονται με κάθε ρήγμα.



**Σχήμα 3.** Γραφική παράσταση του λογαρίθμου του αριθμού των σεισμών,  $N$ , που είχαν μεγέθη  $M \geq 4.5$  και έγιναν μέχρι απόσταση 50km από την Καρδίτσα κατά το χρονικό διάστημα 1911-2006. Η ευθεία γραμμή είναι η γραφική παράσταση της ευθείας που υπολογίστηκε με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων.





**Σχήμα 4.** Η αθροιστική πιθανότητα γένεσης ενός ισχυρού σεισμού ( $M \geq 6.3$ ) σε συνάρτηση με το χρόνο,  $\Delta t$  (σε έτη), στην περιοχή Καρδίτσας (σε ακτίνα 50km από την πόλη της Καρδίτσας).