

Πρακτικά	3ου Συνεδρίου	Μάιος 1986	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ. XX/3	σελ. 285-301	Αθήνα 1988
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens

ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΛΕΠΤΟΜΕΡΟΥΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟΝ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΙΟΝΙΟΥ

Ι. ΣΤΑΜΕΛΟΥ*, Κ. ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ**, Ι. ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ**

Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Η

Στην εργασία αυτή γίνεται ανάλυση της κατανομής των σεισμικών εντάσεων, σε συνάρτηση με την απόσταση από την εστία, στη σεισμική ζώνη του Ιονίου. Η περιοχή αυτή παρουσιάζει, συστηματικά, κατανομή ελλειπτικής μορφής με σαφή διάκριση μεγάλου και μικρού άξονα. Έτσι, με τη χρήση όλων των μακροσεισμικών στοιχείων 45 χαρτών ισοσειστών, βρίσκονται σχέσεις εξασθένησης κατά μήκος του μικρού και μεγάλου άξονα και για δύο κατηγορίες εστιακών βαθμών 0-20km και 20-40km. Οι σχέσεις που βρέθηκαν είναι:

(α) Κατηγορία 0-20km

$$I_R - I_0 = 1.49 - 0.01R - 1.951 \log(R+5.8) \quad \text{για} \quad D_{\max} \quad (1)$$

$$I_R - I_0 = 2.67 - 0.01R - 3.161 \log(R+6.9) \quad \text{για} \quad D_{\min} \quad (2)$$

$$I_R - I_0 = 3.91 - 0.004R - 3.831 \log(R+10.5) \quad \text{για} \quad D_{\max} = D_{\min} \quad (3)$$

(β) Κατηγορία 20-40km

$$I_R - I_0 = 2.41 - 0.01R - 1.851 \log(R+20.01) \quad \text{για} \quad D_{\max} \quad (4)$$

$$I_R - I_0 = 9.15 + 0.004R - 6.731 \log(R+22.86) \quad \text{για} \quad D_{\min} \quad (5)$$

$$I_R - I_0 = 9.28 - 0.003R - 6.541 \log(R+26.3) \quad \text{για} \quad D_{\max} = D_{\min} \quad (6)$$

Από τη σύγκριση των παραπάνω νόμων συμπεραίνεται ότι παρότι οι σχέσεις (3) και (6) της κυκλικής παραδοχής διαφέρουν σχετικά λίγο, οι (1), (2) και οι (4), (5) διαφέρουν σημαντικά και μεταξύ τους αλλά και κατά αντιστοιχία δηλ. (1) με (4) και (2) με (5). Οι (3) και (6) και στις δύο περιπτώσεις πλησιάζουν τις (2) και (5) αντίστοιχα, γεγονός που δείχνει ότι τυχόν υιοθέτηση των πρώτων έχει σα συνέπεια την υποεκτίμηση του σεισμικού κινδύνου στις περιοχές κατά μήκος του μεγάλου άξονα των ελλείψεων. Το τελευταίο επιβεβαιώνεται και από τις μακροσεισμικές παρατηρήσεις των τελευταίων σεισμών της περιοχής.

* ΥΠΕΧΙΔΕ, Διεύθυνση Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών.
 ** Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας.

A B S T R A C T

The Ionian seismotectonic zone has been studied in order to provide intensity attenuation laws. All the available macroseismic data from 45 isoseismal maps have been used to determine laws relating intensity to epicentral distance for two categories of focal depth; 0-20km, 20-40km. In our first assumption the resulting laws were based on circular distribution of intensities around the epicentral.

It has been observed that an elliptical shape of isolines is predominate in the Ionian zone.

There is a clear distinction between the two axes of the ellipse, with the maximum axis oriented in the NNW-SSE direction.

Thus, the macroseismic data have been analysed under the assumption of the elliptical distribution of energy.

Comparing the two sets of laws in the area, we have concluded that the assumption of circular distribution of energy, systematically leads to underestimation of the expected intensity values for the cities along the maximum axis, therefore resulting to underestimation of seismic hazard for certain areas.

Recent earthquake have been provide us with macroseismic observations which are in good agreement with our conclusions.

Ε Ι Σ Α Γ Ω Γ Η

Η συνεχής προσπάθεια για μία όσο το δυνατόν περιουότερη εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου στη χώρα μας, οδηγεί τη σεισμολογική έρευνα στην εισαγωγή νέων μεθόδων και στην επανεκτίμηση και λεπτομερή ανάλυση των στοιχείων που ήδη έχουν συγκεντρωθεί. Αυτό είναι απαραίτητο προκειμένου να εξηγηθεί η συμπεριφορά των σεισμικών κυμάτων καθώς απομακρύνονται από την εστία, δηλαδή η εύρεση του τρόπου-νόμου απόσβεσης της σεισμικής ενέργειας και επομένως της κατανομής των αντίστοιχων αποτελεσμάτων.

Ενα από τα πρώτα μέτρα που χρησιμοποιήθηκαν για την περιγραφή των σεισμικών αποτελεσμάτων είναι η σεισμική ένταση I. Το μέτρο αυτό αν και περιέχει σε ένα μεγάλο βαθμό υποκειμενισμό, χρησιμοποιείται ευρύτατα σε μελέτες απόσβεσης και αυτό γιατί (α) υπάρχει ένα πλούσιο αρχείο που καλύπτει χρονικό διάστημα από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα, (β) συνδέεται άμεσα με τις γεωλογικές και δομικές συνθήκες της περιοχής όπου παρατηρήθηκε, και (γ) τα μέχρι σήμερα υπάρχοντα επιταχυνσιογραφήματα είναι ολόγριμμα και δεν επαρκούν για μία σε βάθος στατιστική ανάλυση. Έτσι, η όσο το δυνατόν καλύτερη

αξιοποίηση των δεδομένων των σεισμικών εντάσεων αποτελεί ένα από τους σεισμολογικούς στόχους έρευνας.

Είναι γνωστό ότι η γεωγραφική κατανομή των εντάσεων ενός σεισμού εξαρτάται από πλήθος παράγοντες που σχετίζονται με τις ιδιότητες της σεισμικής πηγής, το μηχανισμό γένεσης, τις εδαφικές συνθήκες που επικρατούν σε ένα τόπο κ.α. Για τους λόγους αυτούς οι μελέτες εξασθένησης των εντάσεων, πρέπει να έχουν τοπικό χαρακτήρα μιά και έτσι είναι δυνατόν να ελαχιστοποιηθούν οι διαφορές των παραγόντων που προαναφέρθηκαν. Ακόμα, πρέπει να αποφεύγονται οι μέσες τιμές αποστάσεων, όπου η χωρική κατανομή των εντάσεων δείχνει συστηματικά μία κατανομή διαφορετική της κυκλικής.

Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις και το γεγονός ότι στην περιοχή του Ιονίου παρατηρείται μία συστηματική κατανομή εντάσεων ελλειπτικής μορφής, στην εργασία αυτή επιχειρείται μία περισσότερο λεπτομερειακή ανάλυση της εξασθένησης των εντάσεων σε σχέση με την απόσταση. Τα αποτελέσματα, τέλος θα συγκριθούν με αυτά που προκύπτουν από την παραδοχή της κυκλικής κατανομής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΠΟΥ ΑΚΟΛΟΥΘΗΘΗΚΕ

Οι νόμοι εξασθένησης των εντάσεων σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση έχουν κυρίαρχο χαρακτήρα σε όλες τις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας και σε άλλα πρακτικά προβλήματα της σεισμολογικής έρευνας.

Έχουν προταθεί στο παρελθόν διάφορες εμπειρικές σχέσεις που συνδέουν την ένταση με άλλες σεισμολογικές παραμέτρους, όπως:

- (1) Την εστιακή απόσταση και το εστιακό βάθος, είναι δηλαδή της μορφής $I_R - I_0 = f(\Delta, h)$ GUTENBERG-RICHTER (1954), SHEBALIN (1959), ERGIN (1969), HOWELL-SCHULTZ (1975), CHANDRA (1979-1982), BÄTH (1980), PROCHAZKOVA (1981), ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ (1980), ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ (1984).
- (2) Τις γεωλογικές συνθήκες G, το πλάτος A, της εδαφικής κίνησης, την περίοδο T και είναι της μορφής $\Delta I = f(G, A, T)$ NEWMANN (1959), BAROSH (1969), EVERDEN (1975), GUPTA and NUTTLI (1976), SMITH (1978).
- (3) Το μέγεθος M, τις ισόσειστες επιφάνειες A, και είναι της μορφής $I = f(A)$ ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ (1961), KARNIK (1971), BRAZEE (1972), ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ (1978).

Πρόσφατα αρκετοί ερευνητές εφάρμοσαν και στην Ελλάδα (ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, 1984, ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ-ΣΤΑΜΕΛΟΥ, 1984, ΠΑΠΑΙΩΑΝΝΟΥ 1984, ΣΤΑΜΕΛΟΥ, 1985), σχέσεις της μορφής:

$$I(R) - I_0 = a + bR + c \log R \quad (1)$$

όπου $I(R)$ είναι η ένταση σε μία απόσταση R από το επίκεντρο του σεισμού, I_0 είναι η επικεντρική ένταση και α, β, c είναι σταθερές που προσδιορίζονται για κάθε περιοχή μελέτης. Η ύπαρξη, στη σχέση αυτή, του σταθερού όρου α δείχνει ότι η καμπύλη εξασθένησης των εντάσεων εξαρτάται άμεσα από τις επικεντρικές εντάσεις του συνόλου των σεισμών που χρησιμοποιείται στην ανάλυση. Συγκεκριμένα η εμπειρική αυτή σχέση παρουσιάζει ένα γρήγορο ρυθμό εξασθένησης όταν το σύνολο των δεδομένων περιλαμβάνει πολλούς σεισμούς, μεγάλων επικεντρικών εντάσεων I_0 και ένα αργό ρυθμό εξασθένησης όταν τα δεδομένα περιλαμβάνουν συστηματικά, σεισμούς μικρών επικεντρικών εντάσεων I_0 .

Η μεγάλη αυτή εξάρτηση της καμπύλης εξασθένησης από τις επικεντρικές εντάσεις των σεισμών δημιουργεί έντονο πρόβλημα στις περιπτώσεις που αντί για επικεντρικές εντάσεις σε μελέτες χρησιμοποιήθηκαν αντίστοιχα μέγιστες παρατηρηθείσες (I_{max}).

Συστηματικά χαμηλές τιμές λαμβάνονται όταν οι μέγιστες παρατηρηθείσες εντάσεις εξισώνονται με τις επικεντρικές. Όπως είναι γνωστό στην Ελλάδα πολλοί σεισμοί συμβαίνουν στον υποθαλάσσιο χώρο και επομένως είναι γνωστή η επικεντρική τους ένταση. Έτσι, στη θέση αυτής χρησιμοποιήθηκε στο παρελθόν η μέγιστη ένταση που παρατηρήθηκε (I_{max}) στη ξηρά. Το πρόβλημα αυτό ξεπεράστηκε στη συγκεκριμένη μελέτη, όπως αναφέρεται πιό κάτω με τον επαναπροσδιορισμό των επικεντρικών εντάσεων των σεισμών.

Η εξίσωση (1) έχει επίσης το μειονέκτημα να δίνει την εξασθένηση μόνο στις περιοχές που βρίσκονται σε κάποια απόσταση από το επίκεντρο και όχι πάνω ή πολύ κοντά στην επικεντρική περιοχή. Συνήθως στις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας γινόταν η παραδοχή ότι σε μικρές αποστάσεις από το επίκεντρο δεν έχουμε πρακτικά εξασθένηση των εντάσεων.

Στην παρούσα μελέτη το πρόβλημα αυτό ξεπεράστηκε με την αντικατάσταση του R από το $R+D$ (όπου D είναι το μέσο εστιακό βάθος των σεισμών της περιοχής μελέτης), και με την εφαρμογή της παραδοχής (CHANDRA, 1979, ΣΤΑΜΕΛΟΥ, 1985).

$$I_R = I_0 \text{ όπου } R = 0$$

Έτσι η εξίσωση παίρνει την τελική μορφή:

$$I(R) - I_0 = \alpha + \beta R + c \log (R+D) \quad (2)$$

Εξισώσεις αυτής της μορφής αίρουν το βασικό μειονέκτημα των προηγούμενων σχέσεων στο επίκεντρο ($R=0$) με λογική βέβαια προϋπόθεση ότι η σεισμική εστία βρίσκεται πάντα σε κάποιο βάθος κάτω από την επιφάνεια.

Για το λόγο αυτό η σχέση (2) θεωρήθηκε ότι περιγράφει πιστότερα τον τρόπο εξασθένησης των εντάσεων και υιοθετήθηκε στη μελέτη αυτή.

Κατά τον αναλυτικό υπολογισμό της σχέσης χρησιμοποιήθηκε, για κάθε

σεισμό, το πραγματικό εστιακό του βάθος (h) έτσι ώστε η παράμετρος D , που εκφράζει το μέσο εστιακό βάθος των σεισμών της περιοχής να είναι περισσότερο αντιπροσωπευτική.

ΣΥΛΛΟΓΗ - ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Κύριες πηγές των στοιχείων που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη ήταν:

- (1) Ατλαντας ισοσειστών χαρτών UNDP/Unesco που εκπονήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος "Μελέτη Σεισμικότητας της Βαλκανικής περιοχής" (SHEBALIM et al., 1974a, b).
- (2) Ατλαντας ισοσειστών Εργαστηρίου Γεωφυσικής Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (PAPAZACHOS et al., 1982).
- (3) Χάρτες ισοσειστών που περιέχονται στα μηνιαία σεισμολογικά Δελτία του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστερόσκοπείου Αθηνών.
- (4) Κατάλογος σεισμών των Μακρόπουλου-Burton (1981), (ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ, thesis, 1978) όπου επαναπροσδιορίζονται τα μεγέθη των σεισμών της χρονικής περιόδου 1917-1978, και χαρακτηρίζεται από ομοιογένεια για τις περισσότερες περιόδους ενοργάνων μετρήσεων.

ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για τις απαιτήσεις αυτής της μελέτης εμβαδομετρήθηκαν συνολικά 45 χάρτες ισοσειστών καμπυλών σεισμών της χρονικής περιόδου 1909-1976 που έγιναν στην περιοχή Ιονίου-Δ.Πελοποννήσου.

Για κάθε σεισμό, με τη χρήση του υπολογιστή, εμβαδομετρήθηκε η επιφάνεια που περικλείεται από κάθε ισόσειστη.

Στη συνέχεια, με βάση τη σχέση $R = \sqrt{A/\pi}$, υπολογίστηκε η μέση ακτίνα R των ισοδύναμων κύκλων που θεωρείται σαν η αντιπροσωπευτική απόσταση μέχρι την οποία σεισμοί ορισμένου μεγέθους M και μέγιστης επικεντρικής έντασης I_0 γίνονται αισθητοί με διάφορους βαθμούς μακροσεισμικής έντασης I (πίνακας 1), (όπου A = εμβαδόν ισόσειστης επιφάνειας, $\pi = 3.14$).

Στην περίπτωση σεισμών που οι αντίστοιχοι χάρτες ισοσειστών καμπυλών περιέχονται σε περισσότερους από μία πηγή (άτλαντα), υιοθετήθηκε μετά από σύγκριση μεταξύ τους ο αντιπροσωπευτικότερος χάρτης.

Το σύνολο των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν χωρίστηκε σε δύο κατηγορίες με εστιακά βάθη 0-20km, και 20-40km. Ο χωρισμός αυτός οφείλεται στο διαφορετικό ρυθμό εξασθένησης των εντάσεων που παρουσιάζουν οι πολύ επιφανειακοί σεισμοί σε σύγκριση με τους σεισμούς μεγαλύτερου βάθους.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΕΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΑΣΤΙΝΩΣ ΕΞΟΞΕΙΣΤΩΝ ΚΑΤΑΚΤΩΝ ΤΟΥ ΥΠΟΚΕΝΤΡΙΚΟΥ

Π Ι Ν Α Κ Α Σ Ι

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 1 (0-20km)

ΑΡΙΘ	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΧΡΩΣ	ΠΛΑΤΟΣ	ΜΗΚΟΣ	ΒΑΘΟΣ	M	Io	ΠΗΓΗ	R(III)	R(IV)	R(V)	R(VI)	R(VII)	R(VIII)	R(IX)
35	1909-JUL-15	00.34.42	21.90	21.50	2.0	5.7	9.0	UNEP	172.21	54.25	24.56	13.28	8.46	2.88	-
36	1912-JAN-24	18.27.53	26.10	20.50	11.0	6.3	6.5	UNEP	-	-	92.47	55.03	31.09	14.09	-
37	1914-MAY-27	14.39.44	36.80	20.60	8.0	6.1	6.5	UNEP	140.33	99.01	51.06	31.96	19.10	7.35	-
38	1915-JAN-7	01.09.20	38.50	20.50	13.0	6.5	9.0	PAF	-	-	60.22	40.64	26.62	14.08	7.90
39	1915-AUG-7	15.04.3	38.50	20.50	12.0	6.5	6.5	PAF	208.33	178.33	75.39	52.19	34.74	18.97	-
40	1915-AUG-10	00.47.55	38.50	20.50	7.0	5.7	7.0	PAF	-	-	43.62	26.23	9.06	-	-
41	1916-JUL-11	09.48.17	36.40	21.40	10.0	4.9	7.0	PAF	130.90	70.13	35.19	19.59	7.51	-	-
42	1947-DEC-6	19.55.30	36.71	21.70	2.0	6.7	6.5	UNEP	177.84	105.79	50.97	22.52	9.72	-	-
43	1948-APR-22	10.42.49	28.73	20.38	12.0	6.7	10.5	UNEP	-	-	78.87	47.88	30.64	10.39	4.78
44	1953-SEP-11	03.32.26	36.35	20.74	11.0	6.3	9.5	PAF	-	-	103.61	50.34	18.01	-	-
45	1953-SEP-14	14.56.17	36.38	20.76	7.0	5.7	7.0	PAF	-	-	98.55	51.52	7.00	-	-
46	1953-OCT-21	11.31.10	36.38	20.70	14.0	5.4	6.5	PAF	-	-	-	-	-	-	-
47	1953-OCT-21	16.38.57	36.30	20.59	9.0	6.0	6.0	PAF	-	-	-	-	-	-	-
48	1953-MAY-3	27.29.25	37.90	21.20	4.0	5.0	5.0	PAF	-	-	-	-	-	-	-
49	1954-MAY-4	08.33.44	37.70	21.90	6.0	5.0	7.5	PAF	-	-	-	-	-	-	-
50	1954-MAY-17	02.16.33	37.40	21.90	5.0	4.9	7.5	PAF	-	-	86.33	37.42	16.75	-	-
51	1954-MAY-26	14.45.52	37.40	21.24	9.0	5.1	7.5	PAF	-	-	58.36	30.72	14.48	8.25	-
52	1955-APR-13	20.45.31	37.29	22.50	18.0	5.2	7.5	PAF	-	-	70.69	39.28	17.86	9.67	-
53	1955-OCT-24	20.10.34	38.50	21.10	17.0	4.5	7.5	PAF	-	-	106.90	51.18	21.68	11.27	-
54	1959-SEP-11	21.09.20	37.90	20.70	14.0	4.8	5.5	PAF	-	-	49.79	28.16	6.95	-	-
55	1961-OCT-2	07.21.45	36.66	21.06	19.0	5.4	7.0	UNEP	163.46	89.39	49.81	21.86	6.33	-	-
56	1966-MAY-1	14.27.56	37.46	22.16	13.0	5.4	7.0	UNEP	147.67	78.08	37.04	18.65	6.18	1.26	-
57	1973-NOV-4	15.52.19	36.97	20.54	13.0	5.9	7.5	PAF	-	-	39.68	13.99	2.67	-	-
58	1976-JAN-10	15.10.20	36.81	20.51	5.0	5.7	7.0	ATHENS	-	-	11.10	-	-	-	-

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 2 (20-40km)

ΑΡΙΘ	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΧΡΩΣ	ΠΛΑΤΟΣ	ΜΗΚΟΣ	ΒΑΘΟΣ	M	Io	ΠΗΓΗ	R(III)	R(IV)	R(V)	R(VI)	R(VII)	R(VIII)	R(IX)
16	1913-JAN-25	19.52.48	36.70	20.60	30.0	5.5	5.5	UNEP	117.59	64.37	29.54	40.65	20.53	13.23	6.68
17	1913-JAN-25	12.21.21	36.96	20.53	36.0	8.7	5.5	UNEP	-	-	-	59.71	30.65	10.34	-
18	1913-APR-9	07.41.12	38.74	20.80	21.0	6.1	6.5	UNEP	-	-	112.44	60.66	30.66	10.60	-
19	1913-SEP-30	13.21.3	36.32	21.60	23.0	4.8	6.5	PAF	-	-	40.91	18.67	5.20	-	-
20	1914-JAN-18	14.16.14	37.62	21.60	37.0	5.4	6.5	PAF	98.92	62.01	44.61	18.61	4.29	-	-
21	1914-SEP-23	16.27.29	37.67	21.19	26.0	5.4	6.5	PAF	121.41	76.98	46.11	14.70	9.44	-	-
22	1916-SEP-23	07.34.30	38.09	20.66	28.0	5.4	7.0	UNEP	104.77	60.77	34.11	14.70	2.76	-	-
23	1916-SEP-23	20.20.53	39.12	20.63	29.0	5.4	7.5	UNEP	112.13	72.39	49.03	17.92	5.94	-	-
24	1916-SEP-5	09.16.17	37.78	20.12	37.0	5.4	5.0	UNEP	103.43	55.91	-	-	-	-	-
25	1916-APR-5	10.12.54	37.75	22.00	34.0	6.0	8.0	UNEP	239.13	151.47	81.56	47.78	30.60	17.04	4.68
26	1916-MAY-1	07.09.03	39.60	21.29	34.0	6.2	8.5	UNEP	145.06	120.07	61.66	31.36	20.98	8.71	-
27	1916-MAY-28	07.29.58	37.84	20.84	23.0	5.9	6.0	UNEP	167.12	106.50	24.81	-	-	-	-
28	1916-JUL-6	08.09.01	37.50	20.31	30.0	5.0	5.5	UNEP	-	-	30.01	11.08	-	-	-
29	1916-OCT-13	01.02.30	39.78	20.59	22.0	5.2	7.5	UNEP	176.15	65.38	-	-	-	-	-
30	1917-SEP-17	14.07.15	38.35	20.25	35.0	5.4	7.0	PAF	-	-	61.75	13.78	6.95	1.87	-
31	1917-SEP-17	32.16.37	36.12	20.75	37.0	5.4	5.0	PAF	-	-	58.04	14.06	-	-	-
32	1970-MAY-11	16.59.48	37.56	20.35	33.0	6.3	5.0	ATHENS	174.3	95.08	5.23	-	-	-	-
33	1976-SEP-27	07.54.13	39.03	20.54	31.0	5.1	7.0	ATHENS	36.70	14.15	5.50	-	-	-	-
34	1979-SEP-6	05.20.16	39.56	20.37	26.0	5.7	8.0	PAF	60.54	27.20	16.67	-	-	-	-
35	1981-FEB-11	01.16.60	39.52	20.30	27.0	5.4	7.0	PAF	-	-	9.65	-	-	-	-
36	1981-MAY-10	15.16.19	39.38	20.73	37.0	5.6	7.0	ATHENS	58.08	32.83	16.85	-	-	-	-

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ - ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Όπως αναφέρθηκε στα προηγούμενα, ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα που αντιμετωπίζουν οι ερευνητές στην Ελλάδα, είναι ο καθορισμός της επικεντρικής έντασης I_0 των σεισμών. Το πρόβλημα αυτό είναι οξύ στη χώρα μας γιατί, όπως είναι γνωστό ένας μεγάλος αριθμός σεισμών συμβαίνει στον υποθαλάσσιο χώρο.

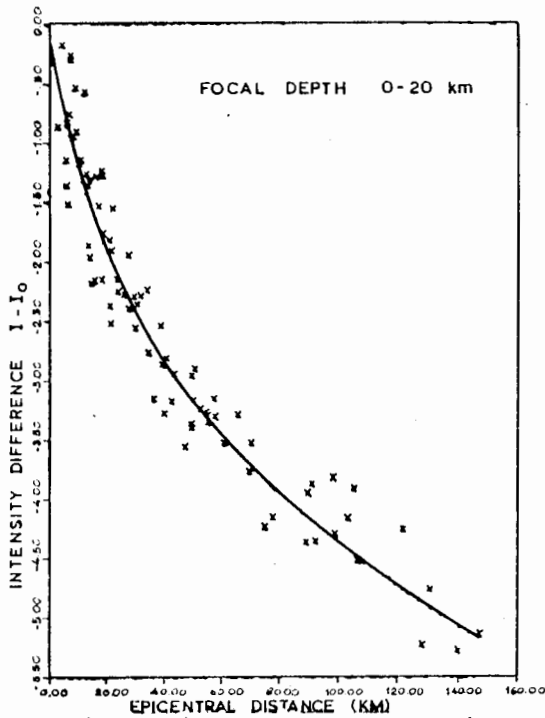
Στις περιπτώσεις αυτές το μόνο διαθέσιμο στοιχείο είναι η μέγιστη παρατηρηθείσα ένταση (I_{max}) στη χέρσο και όχι η επικεντρική I_0 . Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα οι νόμοι που περιγράφουν την εξασθένηση και περιέχουν την τιμή I_{max} να οδηγούν στην υποεκτίμηση του κινδύνου.

Με βάση αυτό το σκεπτικό επιχειρήθηκε στην παρούσα μελέτη επανυπολογισμός των επικεντρικών εντάσεων των σεισμών της συγκεκριμένης περιοχής. Ετσι σχεδιάστηκε η καμπύλη εξασθένησης κάθε σεισμού και με βάση τη γενική αρχή της παραλληλίας σχεδιάστηκε η μέση καμπύλη εξασθένησης της περιοχής (περιγραφή της μεθοδολογίας βλέπε ΣΤΑΜΕΛΟΥ, 1985). Χρησιμοποιώντας την καμπύλη αυτή σαν αναφορά, υπολογίστηκε η επικεντρική ένταση κάθε σεισμού.

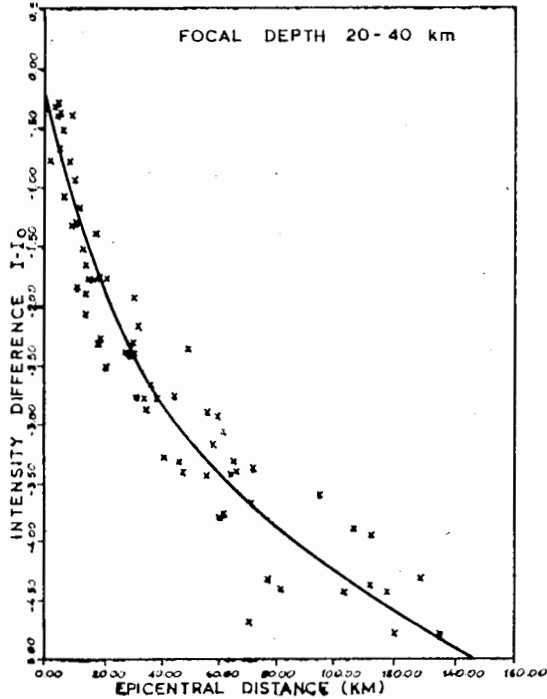
Στη συνέχεια προκειμένου να προσδιοριστούν οι νόμοι εξασθένησης των εντάσεων στις δύο κατηγορίες εστιακών βαθών χρησιμοποιήθηκαν οι νέες τιμές επικεντρικών εντάσεων I_0 και με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων μεταξύ $I_R - I_0$ και R προσδιορίστηκε με ειδικό πρόγραμμα Η/Υ η τιμή των συντελεστών α, β, γ της εξίσωσης, ακολούθησε μία πορεία επαναληπτικών προσδιορισμών μέχρις ότου η τιμή του συντελεστή συσχέτισης R των δεδομένων να σταθεροποιηθεί και το σφάλμα $I_R - I_0$ να μην επιδέχεται πρόσθετη διόρθωση. Οι νόμοι που υπολογίστηκαν παρουσιάζονται στον πίνακα 2.

Οι τελικοί νόμοι που αναφέρονται στον πίνακα 2 βασίζονται στην παραδοχή της κυκλικής κατανομής της ενέργειας γύρω από το επίκεντρο και περιλαμβάνουν τις βελτιωμένες τιμές I_0 που υπολογίστηκαν και αντιστοιχούν στον μεγαλύτερο συντελεστή R συσχέτισης των δεδομένων.

Στα σχήματα (1) και (2), παρουσιάζονται οι μέσες καμπύλες εξασθένησης των εντάσεων σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για την περιοχή του Ιονίου-Δ.Πελοπόννησου. Παρατηρείται ότι υπάρχει σχετικά μικρή διαφορά στο ρυθμό εξασθένησης των εντάσεων στις δύο κατηγορίες εστιακών βαθών.



Σχήμα 1 Μέση καμπύλη εξασθένησης των εντάσεων.
Fig. 1 Average intensity attenuation curve.



Σχήμα 2 Μέση καμπύλη εξασθένησης των εντάσεων.

Fig. 2 Average intensity attenuation curve.

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

NOMOI ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗΣ ΤΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΣΕ ΣΥΝΑΡΤΗΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΙΚΗ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΙΟΝΙΟΥ - Δ. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ
 INTENSITY ATTENUATION LAWS VERSUS EPICENTRAL DISTANCE BASED ON THE ASSUMPTION OF CIRCULAR DISTRIBUTION OF ENERGY AROUND THE EPICENTER

<p><u>ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 1</u></p> <p>ΕΣΤΙΑΚΑ ΒΑΘΗ 0-20km - FOCAL DEPTH 0-20km</p> <p>(1) $I_R - I_0 = 3.906 - 0.004R - 3.8331\log(R+10.5)$</p> <p>Συντελεστής συσχέτισης δεδομένων $R = 0.97$ Correlation coefficient $R = 0.97$</p>
<p><u>ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 2</u></p> <p>ΕΣΤΙΑΚΑ ΒΑΘΗ 20-40km - FOCAL DEPTH 20-40km</p> <p>(2) $I_R - I_0 = 2.289 + 0.003R - 6.5451\log(R+26.3)$</p> <p>Συντελεστής συσχέτισης δεδομένων $R = 0.96$ Correlation coefficient $R = 0.96$</p>

ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗ ΤΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΙΟΝΙΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗΝ ΠΑΡΑΔΟΧΗ ΤΗΣ ΑΖΙΜΟΥΘΙΑΚΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ ΓΥΡΩ ΑΠΟ ΤΟ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ

Οι νόμοι εξασθένησης των εντάσεων που δόθηκαν στα προηγούμενα βασίστηκαν, όπως ήδη αναφέραμε, στην παραδοχή ότι οι εντάσεις εξασθενούν ομοιόμορφα κατά τις διάφορες διευθύνσεις, δηλαδή χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό οι γενικευμένοι χάρτες ισοσειστών καμπύλων κυκλικής μορφής και μέσες επικεντρικές ακτίνες.

Η συστηματική όμως μελέτη των ισοσειστών χαρτών του Ελληνικού χώρου δείχνει ότι η περιοχή του Ιονίου και της Δ. Πελοποννήσου χαρακτηρίζεται από χάρτες ισοσειστών καμπύλων ελλειπτικής μορφής, με διεύθυνση του μεγάλου άξονα των ελλείψεων ΒΒΔ-ΝΝΑ, παράλληλη προς τη διεύθυνση των Ελληνίδων οροσειρών. Ο διαφορετικός αυτός ρυθμός εξασθένησης των εντάσεων κατά μήκος των δύο αξόνων έχει σαν συνέπεια οι περιοχές που βρίσκονται κατά μήκος του μεγάλου άξονα να παρουσιάζουν μεγαλύτερη σεισμική επικινδυνότητα από αντίστοιχες περιοχές κατά μήκος του μικρού άξονα.

Η παρατήρηση αυτή σε συνδυασμό με το γεγονός ότι οι σεισμοί του Ιονίου παρουσιάζουν σε ένα ποσοστό 95% ελλειπτική μορφή ισοσειστών καμπύλων επιβάλλει τη λεπτομερέστερη διερεύνηση της κατανομής των εντάσεων στην περιοχή.

Έτσι, στη συνέχεια υπολογίζονται νόμοι εξασθένησης που βασίζονται στην παραδοχή της αζιμουθιακής μεταβολής της κατανομής των εντάσεων γύρω από το επίκεντρο.

Αρχικά προδιορίστηκαν τα όρια μεταβολής του λόγου μεγάλος άξονας/μικρός άξονας (D_{\max}/D_{\min}) των ελλείψεων.

Στους χάρτες δηλαδή, των ισοσειστων καμπύλων της περιοχής μελέτης μετρήθηκαν οι άξονες όλων των ελλειπτικών επιφανειών κάθε σεισμού και υπολογίστηκε ο λόγος των αξόνων D_{\max}/D_{\min} κάθε ισοσειστικής επιφάνειας (III, IV, V, ... κλπ.). Παρατηρήθηκε μεγάλη διασπορά των σημείων, τέτοια ώστε οι τιμές του λόγου να κυμαίνονται από 1.04 έως 5.0.

Για το λόγο αυτό δεν υιοθετήθηκε μία μέση τιμή του λόγου για κάθε ενότητα, όπως έκαναν προηγούμενοι ερευνητές. Αντίθετα, προσδιορίσαμε το μήκος του μεγάλου και μικρού άξονα κάθε ισοσειστικής επιφάνειας, χρησιμοποιώντας τους αντίστοιχους λόγους αξόνων (π.χ. $D_{\max III}/D_{\min III}$, $D_{\max IV}/D_{\min IV}$... κλπ.) και εφαρμόζοντας παράλληλα τη σχέση:

$$\bar{D} = \sqrt{D_{\max} \cdot D_{\min}}$$

όπου \bar{D} οι μέσες επικεντρικές αποστάσεις όπως υπολογίστηκαν στα προηγούμενα με βάση την παραδοχή της κυκλικής κατανομής των εντάσεων.

Οι άξονες αυτοί αντιπροσωπεύουν, κατά τη διεύθυνση BBA-NNA και την κάθετη προς αυτή, τις αποστάσεις εκείνες μέχρι τις οποίες σεισμοί της ενότητας Ιονίου-Δ.Πελοποννήσου γίνονται αισθητοί με ορισμένο βαθμό έντασης.

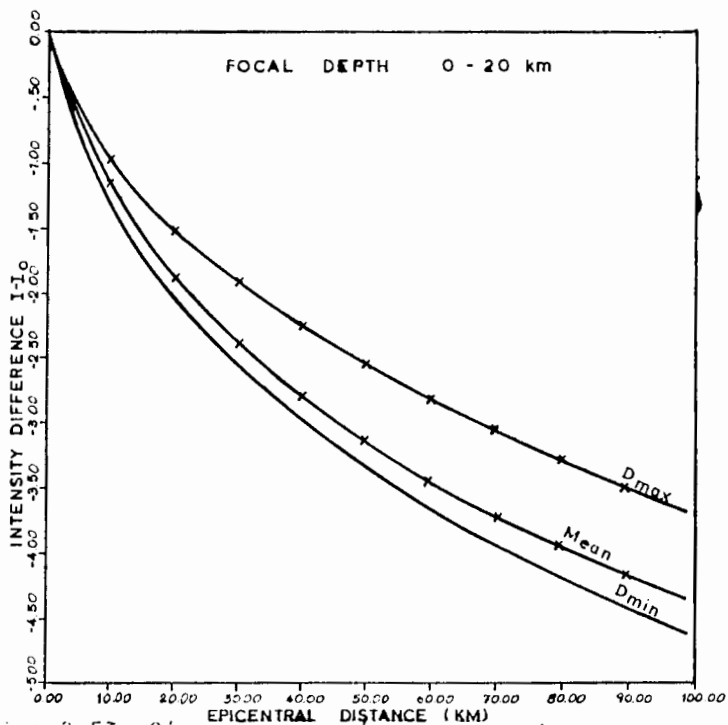
Τέλος, χρησιμοποιώντας την εξίσωση 2:

$$I_R - I_0 = a + \beta R + c \log (R+D)$$

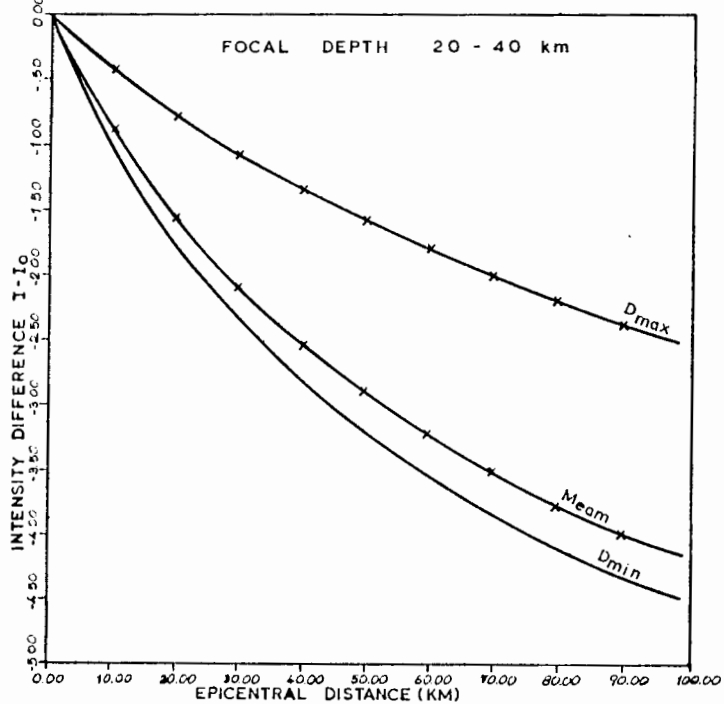
όπου τώρα το R εκφράζει τις νέες επικεντρικές αποστάσεις κατά μήκος του μεγάλου και μικρού άξονα και το I_0 τις νέες τιμές των επικεντρικών εντάσεων της ενότητας Ιονίου και εφαρμόζοντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων καταλήξαμε στους νόμους του πίνακα 3.

Στα σχήματα (3) και (4) απεικονίζονται οι μέσες καμπύλες εξασθένησης των εντάσεων κατά μήκος του μικρού (D_{\min}) και του μεγάλου (D_{\max}) άξονα των ελλείψεων στις δύο κατηγορίες εστιακών βαθών. Η καμπύλη που φέρεται μεταξύ των δύο εκφράζει τη μέση εξασθένηση των εντάσεων της ενότητας Ιονίου όπως υπολογίστηκε στα προηγούμενα (πίνακας 2) δηλαδή με την παραδοχή κυκλικής κατανομής των εντάσεων.

Παρατηρούμε ότι και στις δύο περιπτώσεις, ο ρυθμός εξασθένησης της καμπύλης αυτής ηλθισιάζει περισσότερο το ρυθμό εξασθένησης των εντάσεων κατά μήκος του μικρού άξονα. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι, στην περιοχή του Ιονίου, η εφαρμογή του αντίστοιχου νόμου που εκφράζει η μέση αυτή καμπύλη έχει σαν συνέπεια την υποεκτίμηση των εντάσεων και κατ'επέκταση των πιθανών σεισμικών βλαβών που ενδεχόμενα μπορεί να προκαλέσει ένας συγκεκριμένος σεισμός. Το γεγονός αυτό δείχνει επιπλέον την αναγκαιότητα αντιμετώπισης της



Σχήμα 3 Εξασθένηση των εντάσεων κατά μήκος των D_{max} , D_{min} , D_{mean} .
 Fig. 3 Attenuation of intensities along the axis " " " "



Σχήμα 4 Εξασθένηση των εντάσεων κατά μήκος των αξόνων.
 Fig. 4 Attenuation of intensities along the axis D_{max} , D_{min} , D_{mean} .

ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗ ΤΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΑΛΟΥ (D_{\max}) ΚΑΙ
ΜΙΚΡΟΥ (D_{\min}) ΑΞΟΝΑ ΤΩΝ ΙΣΟΣΕΙΣΤΩΝ

ATTENUATION OF INTESITIES ALONG THE MAXIMUM (D_{\max}) AND THE
MINIMUM (D_{\min}) AXIS OF ELLIPSIS

Κατηγορία εστιακών βαθών 0-20km - Focal depth 0-20km		
7.1	$I_R - I_O = 1.49 - 0.012R - 1.95 \log(R+5.78)$	(D_{\max})
7.2	$I_R - I_O = 2.67 - 0.01 R - 3.16 \log(R+6.94)$	(D_{\min})
Κατηγορία εστιακών βαθών 20-40km - Focal depth 20-40km		
7.3	$I_R - I_O = 2.41 - 0.01 R - 1.85 \log(R+20.01)$	(D_{\max})
7.4	$I_R - I_O = 9.15 - 0.004R - 6.73 \log(R+22.86)$	(D_{\min})

περιοχής, όπου σαφώς επικρατούν ελλειπτικής μορφής ισόσειστες καμπύλες, σαν ξεχωριστή περίπτωση.

Επίσης, συγκρίνοντας τα σχήματα 1 και 2, παρατηρούμε όπως προαναφέρθηκε ότι, δείχνουν μία σχεδόν όμοια συμπεριφορά στα διαφορετικά βάθη (0 - 20km, 20-40km), ενώ από τα σχήματα 3 και 4 είναι φανερό ότι υπάρχει και μάλιστα σημαντική διαφορά στο ρυθμό εξασθένησης στις δύο κατηγορίες εστιακού βάθους.

Η επικράτηση της ελλειπτικής κατανομής των εντάσεων στη σεισμοτεκτονική ενόζητα Ιονίου-Δ.Πελοποννήσου φαίνεται ότι οφείλεται κυρίως στον προσανατολισμό των ρηγμάτων της περιοχής κατά μήκος των Ελληνίδων οροσειρών δηλαδή κατά διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ (DRAKOPOULOS and DELIBASIS, 1974).

Αυτό εξάλλου επιβεβαιώνει τη γενική παρατήρηση ότι τα ρήγματα δρουν σαν φίλτρα στη διάδοση της σεισμικής ενέργειας, δηλαδή σε διευθύνσεις κάθετες προς αυτά, προβάλλουν μεγαλύτερη αντίσταση στη διάδοσή της με αποτέλεσμα να έχουμε γρηγορότερη εξασθένηση των εντάσεων προς τη διεύθυνση αυτή. Αντίθετα σε διευθύνσεις παράλληλες προς τα ρήγματα παρουσιάζεται πολύ μικρότερη εξασθένηση των εντάσεων.

Συμπερασματικά θα μπορούσε να αναφερθεί ότι οι νόμοι εξασθένησης των εντάσεων που στηρίζονται στην παραδοχή της αζιμουθιακής μεταβολής της κατανομής της ενέργειας γύρω από το επίκεντρο είναι αντιπροσωπευτικοί για την περιοχή του Ιονίου και της Δ.Πελοποννήσου και δίνουν σε σύγκριση με τους περοηγούμενους, ρεαλιστικότερα αποτελέσματα κατά την εφαρμογή.

Η χρησιμότητα υπολογισμού των παραπάνω νόμων για την περιοχή Ιονίου-Δ.Πελοποννήσου είναι προφανής γιατί έχει αποδειχτεί ότι η υιοθέτηση μέσων τιμών εξασθένησης από άλλες περιοχές οδηγεί σε υποεκτίμηση ή υπερεκτίμηση του σεισμικού κινδύνου. Μέχρι τώρα όλες οι αναγωγές στον Ελληνικό χώρο είχαν σαν βάση ένα μοντέλο μέσης εξασθένησης. Στην παρούσα όμως μελέτη χρησιμοποιήθηκαν χάρτες ισοσειστών καμπύλων και δόθηκαν νόμοι εξασθένησης για τη συγκεκριμένη περιοχή, του Ιονίου.

Ετσι, γνωρίζοντας την επικεντρική ένταση ενός σεισμού, μπορούμε με εφαρμογή του αντίστοιχου νόμου να υπολογίσουμε, σε μία συγκεκριμένη απόσταση R από το επίκεντρο, την ένταση με την οποία θα γίνει αισθητός.

Επίσης γνωρίζοντας την ένταση I_R , με την οποία γίνεται αισθητός ένας σεισμός σε απόσταση R από το επίκεντρο, μπορούμε από την αντίστοιχη εξίσωση να υπολογίσουμε την επικεντρική ένταση I_0 , γεγονός που έχει ιδιαίτερη σημασία όταν ο σεισμός έχει γίνει στον υποθαλάσσιο χώρο. Σε κάθε σχέση, το μέσο εστιακό βάθος D των σεισμών υπολογίστηκε με βάση την παραδοχή $R = 0$ (δηλαδή στο επίκεντρο).

Πιστεύουμε ότι η μεγαλύτερη πρακτική συμβολή των σχέσεων αυτών είναι ότι μπορούν να χρησιμοποιηθούν στις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής και να βελτιώσουν κατά πολύ τα μέχρι σήμερα αποτελέσματα. Η εφαρμογή των νόμων σε πρόσφατους σεισμούς, που ακολουθεί πιο κάτω, επιβεβαιώνει την αξιοπιστία τους.

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΝΟΜΩΝ ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗΣ ΤΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΣΕ ΠΡΟΣΦΑΤΟΥΣ ΜΕΓΑΛΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Όπως ήδη αναφέραμε στα προηγούμενα, η λεπτομερέστερη μελέτη της ευαίσθητης περιοχής του Ιονίου οδηγεί σε πιο αξιόπιστους νόμους εξασθένησης των εντάσεων που δίνουν κατά την εφαρμογή ρεαλιστικότερα αποτελέσματα.

Με βάση αυτό το σκεπτικό εφαρμόσαμε τους νόμους που προσδιορίστηκαν στα προηγούμενα, σε πρόσφατους σεισμούς της περιοχής.

Αρχικά, με την εφαρμογή της σχέσης $M = -0.169 + 0.714I_0$ που εκφράζει τη σχέση του μεγέθους M του σεισμού με την επικεντρική του έντασης I_0 για την περιοχή του Ιονίου, υπολογίστηκε η επικεντρική ένταση I_0 κάθε σεισμού (ΣΤΑΜΕΛΟΥ, 1985).

Στη συνέχεια εφαρμόστηκαν οι νόμοι εξασθένησης των εντάσεων για τη συγκεκριμένη κατηγορία εστιακών βαθών κάθε σεισμού.

Συγκεκριμένα εφαρμόστηκαν κατά σειρά, οι νόμοι εξασθένησης που βασίστηκαν στην παραδοχή της κυκλικής κατανομής και οι νόμοι της παραδοχής της ελλειπτικής κατανομής των εντάσεων γύρω από το επίκεντρο. Οι νόμοι αυτοί

ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΤΙΜΩΝ ΕΝΤΑΣΗΣ ΠΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΘΗΚΑΝ
ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΗΚΑΝ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΥΣ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΣ ΝΟΜΟΥΣ

CORRELATION OF INTENSITIES BETWEEN OBSERVED AND
CALCULATED VALUES

	Π Ο Λ Η	φ	λ	I_{obs}	I_{calc}	I_{calc}	I_{calc}	P KM
1983 JAN 17 $\Pi = 12.41'30.9$ $\varphi = 37.97^{\circ}\text{N}$ $\lambda = 20.25^{\circ}\text{E}$ $h = 9\text{km}$ $M_L = 6.2, M_S = 6.6$ $M = (\Delta T H) = 6.7$ $M = -0.169 + 0.714 I_0$ $I_0 = 8.46$	Ζάκυνθος (Βολίμες)	37.87	20.65	VI	5.7	6.3	5.6	36.88
	Λευκάδα (Εξάνθλια)	38.75	20.62	V	4.2	4.9	4.1	92.42
	Ιθάκη (Ιθάκη)	38.37	20.72	V+	5.0	5.6	4.8	60.56
	Κάλαμος (Κάλαμο)	38.62	20.92	V	4.2	4.9	4.0	92.95
	Μεγανήσι (Κατομέρι)	38.65	20.78	V+	4.3	5.0	4.1	88.57
Κεφαλονιά(Αργοστόλι)	38.18	20.48	VI+	6.0	6.5	5.8	30.83	
1983 MARCH 23 $\Pi = 23:51:07.6$ $\varphi = 38.19$ $\lambda = 20.40$ $h = 10\text{km}$ $M_L = 5.7$ $M_S = 6.4$ $I_0 = 7.75$	Ζάκυνθος(Παντοκράτ.)	37.73	20.92	V	4.0	4.7	3.9	68.52
	Λευκάδα (Απόλπενα)	38.82	20.68	V	3.9	4.6	3.8	74.07
	Μεγανήσι (Κατομέρι)	38.65	20.78	V	4.2	4.9	4.1	62.00
	Κάστος (Κάστος)	38.57	20.92	V	4.2	4.8	4.1	62.09
	Παξοί (Μεγαλιά)	39.22	39.22	IV	3.0	3.7	2.9	116.38
	Ιθάκη (Ιθάκη)	38.37	20.72	VI	5.2	5.6	4.9	34.40
	Φωκίδα (Ιτέα)	38.43	22.42	III	2.1	2.6	2.0	78.68
Ευρυτανία (Φουρνά)	39.07	21.88	III	2.3	2.8	2.0	161.69	
1984 FEB. 11 $\Pi = 08:02:51$ $\varphi = 33:42$ $\lambda = 21.93$ $h = 24$ $M_L = 5.1$ $M_S = 6.0$ $I_0 = 6.91$	Αχαΐα (Ροδοδάφη)	38.27	22.05	VI	4.9	5.9	4.7	26.78
	Φωκίδα (Ποτιδανιά)	38.48	22.05	VI	4.7	5.8	4.5	31.64
	Ηλία (Μανωλάδα)	38.03	21.37	VI+	3.6	5.0	3.3	63.41
	Λιτωλοακαρνανία (Γσύρια)	38.47	21.27	VI	3.5	5.2	3.2	64.64
	Κορινθία (Κοκκόνοι)	37.97	22.78	V	2.9	4.5	2.5	87.39
	Φοιβάτιδα (Μόλος)	38.82	22.65	V	2.9	4.5	2.5	87.14
	Αργολίδα (Αργος)	37.63	22.73	II	2.58	4.2	2.2	106.69
	Ιθάκη (Ιθάκη)	38.37	20.72	II	2.5	4.1	2.2	108.61
	Βοιωτία (Λεύκρα)	38.25	23.18	IV+	2.4	4.1	2.1	112.24
	Λευκάδα (Λευκάδα)	38.83	20.70	II	2.2	4.0	1.9	123.57
Μεσσηνία (Φιλιατρά)	37.15	21.58	III	2.1	3.7	1.7	135.63	
Αττική (Μαρούσι)	38.05	23.80	III	1.6	3.2	1.3	168.29	

επιλύθηκαν ως προς I για δεδομένες επικεντρικές αποστάσεις R για τις οποίες υπήρχαν παρατηρήσεις ($I_{R_{Obs}}$) συγκεκριμένες για κάθε σεισμό. Έτσι η στήλη $I_{R_{Obs}}$ του πίνακα 4, δίνει τις πραγματικές παρατηρηθείσες τιμές έντασης κάθε σεισμού στις διάφορες πόλεις, ενώ οι υπόλοιπες στήλες δίνουν κατά σειρά τις υπολογισθείσες τιμές έντασης με βάση την κυκλική παραδοχή ($I_{I_{Mercalli}}$) και την ελλειπτική παραδοχή κατά μήκος του μεγάλου ($I_{I_{max}}$) και του μικρού άξονα ($I_{I_{min}}$) των ελλείψεων.

Οι αναμενόμενες τιμές I_R που προέκυψαν συγκρίνονται με τις αντίστοιχες τιμές έντασης που έδωσε ο σεισμός στις ίδιες επικεντρικές αποστάσεις (Δελτία Αστεροσκοπείου Αθηνών).

Παρατηρείται ότι οι τιμές $I_{I_{max}}$ βρίσκονται πιό κοντά στις παρατηρηθείσες τιμές $I_{R_{Obs}}$. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι οι συγκεκριμένες πόλεις που μελετήθηκαν βρίσκονται διατεταγμένες κυρίως κατά μήκος του μεγάλου άξονα των ελλείψεων (D_{max}).

Γενικά, από τα αποτελέσματα φαίνεται (πίνακας 4), ότι οι αναμενόμενες τιμές έντασης που δίνονται από την εφαρμογή του νόμου εξασθένησης, που βασίζεται στην παραδοχή της ελλειπτικής κατανομής, πλησιάζουν περισσότερο στις πραγματικές τιμές έντασης που έδωσε στις διάφορες περιοχές ο συγκεκριμένος σεισμός. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι μία τέτοια προσέγγιση του προβλήματος συμβάλλει αποφασιστικά στην πιό ρεαλιστική εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου της περιοχής.

Β Ι Β Λ Ι Ο Γ Ρ Α Φ Ι Α

- BAROSH, P. 1969. Use of Seismic Intensity Data to Predict the Effect of Earthquakes and Underground Nuclear Explosions in Various Geological Settings. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1279, pp. 93-114.
- BÄTH, M. 1980. A method for mapping seismic intensities applied to Sweden. *Tectonophysics*, 66, 11-18.
- BRAZEE, R. 1972. Attenuation of Modified Mercalli intensities with distance for the U.S. Coast of 106°W. *Earthquake Notes*, 43, 41-52.
- Bulletin of the Seismological Institute of the National Observatory of Athens 1950-1985.
- CHANDRA, V. 1979. Attenuation of intensities in the U.S. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 6, 2003-2024.
- CHANDRA, V. 1982. Attenuation of intensities with distance in Greece. *Proc. 3rd Int. Conf. Earth. Microw.*, 541-542, Seattle.
- DRAKOPOULOS, J. and DELIBASIS, N. 1974. On the mechanism of some earthquakes in the area of western Greece and the stress producing them.

- ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, J. 1978a. Attenuation of intensities with distance for shallow earthquakes in the area of Greece. *Bull. Geof. Teor. Appl.*, 20, 235-250.
- ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, J., ΣΤΑΜΕΛΟΥ, Ε. 1984. Εξασθένηση των εντάσεων σε συνάρτηση με την απόσταση στις κύριες σεισμοτεκτονικές μονάδες του Ελληνικού χώρου. Πρακτικά 2ου Γεωλογικού Διήμερου, Αθήνα.
- ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, J. 1984. Calibration of Attenuation laws. *Report for UN/D. Project on earthquake reduction in the Balkan region*, pp. 1-65.
- ERGIN, K. 1969. Observed intensity-epicentral distance relation in earthquakes. *Bull. Seism. Soc. of Am.*, 59, 3, pp. 1227-1238.
- EVERNDEN, J. 1975. Seismic intensities, size of earthquakes and related parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, pp. 1287-1313.
- GALANOPOULOS, A. 1961b. On magnitude determination by using macroseismic data-second paper. *Annali de Geofisica*, 24, 403-408.
- GUTENBERG, B. and RICHTER, C. 1956. Earthquake magnitude, intensity energy and acceleration (2nd paper). *Seism. Soc. Am. Bull.*, 46, N°2, 138-154.
- GUPTA, I. and NUTTLI, O. 1976. Spatial attenuation of intensities for central U.S. earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 743-751.
- GUPTA, I. 1976. Attenuation of intensities based of isoseismal of Earthquakes in Central U.S. *Earthquake Notes*, Vol. 47, 3.
- KARNIK, V. 1971. Seismicity of the European area Part II. *D.Reidel Dordrecht Netherland*, pp. 218.
- ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ, C. and BURTON, P. 1981. A catalogue of Seismicity in Greece and adjacent areas. *Geophys.J.R.*
- ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ, C. 1978. The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity. *PhD. thesis Univ. of Edinb. Scotland*, pp. 193.
- NEWMANN, F. 1959. Analysis of earthquake intensity distribution maps. *bur. Central Seismol. Internat. Publ.*, Ser.A, N°20, p.213-222.
- ΠΑΠΑΙΩΑΝΝΟΥ, Χ. 1984. Απόσβεση των σεισμικών εντάσεων σεισμική επικινδυνότητα στον Ελληνικό χώρο. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 200.
- PROCHAZKOVA, D. 1981. Earthquake parameters determination on the basis of macroseismic material. *Geotlands britn. Geoph. Geophys.*, 255-260.
- ΠΑΡΑΖΑΧΟΣ, Β., ΚΟΜΝΙΝΑΚΗΣ, Ρ., ΗΑΤΖΙΔΙΜΙΤΡΙΟΥ, Ρ., ΚΙΡΙΑΚΙΔΗΣ, Ε., ΚΥΡΑΤΖΙ, Α., ΠΑΝΑΓΙΟΤΟΠΟΥΛΟΣ, Δ., ΠΑΠΑΔΙΜΙΤΡΙΟΥ, Ε., ΠΑΠΑΙΩΑΝΝΟΥ, Χ., ΠΑΥΛΙ-

- DES, S. and TZANIS, E. 1982. Atlas of isoseismal maps for earthquakes in Greece, 1902-1981. *Univ. of Theo. Geophys. Lab.*, Publ. N°4, Thessaloniki.
- SHEBALIN, N. 1955. On the connection between energy, intensity and focal depth of earthquake. *Akad. Nauk. SSSR. Izv. Fiziki Zemli*, Ser. 4.
- SHEBALIN, N. 1959. Correlation between magnitude and intensity of earthquakes, asthenosphere. *Publ. du BCIS, Tr. Se.*, A.20, 31-37.
- SHEBALIN, N. 1974b (editor). Atlas of isoseismal maps. *UNDP. Unesco Survey of the seismicity of the Balkan region*, 70-172, pp. 275.
- SMITH, W. 1978. Spatial distribution of felt intensities for New Zealand earthquake. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 21, N°3, pp. 293-311.
- ΣΤΑΜΕΛΟΥ, Ι. 1985. Εξασθένηση των εντάσεων σε διάφορες σεισμοτεκτονικές ενότητες στον Ελληνικό χώρο. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 314.