

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΤΟΞΟ

Θεόδωρος Μ. Τσάπανος*, Δημήτριος Γ. Γαλανόπουλος**, Paul W. Burton***

*Εργαστήριο Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, GR-54006, Θεσσαλονίκη

**Dept. of Geophysics, JCMB, Mayfield Road, Edinburgh EH9 3JZ, Scotland, U.K.

***School of Environmental Sciences, University of East Anglia, University Plain, Norwich NR4 7TJ, U.K.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η σεισμικότητα κατά μήκος του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου, μελετήθηκε χρησιμοποιώντας την μέθοδο των ακραίων τιμών του Gumbel (πρώτη και τρίτη οσύμπτωτη κατανομή), εφορμίζοντας την τεχνική του "κέντρου βάρους της ενέργειας". Η κατανομή των παραμέτρων σεισμικότητας μελετήθηκε επίσης για το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο. Η κατανομή της παραμέτρου b , έδειξε ότι οι μεταβολές της, κατά μήκος του τόξου αυτού παραμένουν σταθερές τόσο τοπικά, όσα και για διαφορετικά εστιακά βόθρη σεισμών. Από δυτικό προς ανατολικά κατανέμεται ως εξής: παρουσιάζει ενδιάμεσες σχεδόν τιμές στο δυτικό τμήμα της περιοχής, μειώνεται κατόπιν σε ένα ελάχιστο και έπειτα αυξάνει προς τα ανατολικά ηφαιστειακό τόξο. Υπολόγιστηκε επίσης η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών και δείχθηκε ότι το μεσαίο τμήμα της περιοχής, παρουσιάζει την υψηλότερη σεισμικότητα από όλο το ηφαιστειακό τόξο.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο είναι ένα τυπικό ηπειρωτικό τόξο και σχηματίζεται από τη σύγκλιση δύο λιθοσφαιρικών πλακών, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής. Η περιοχή αυτή καθώς και τα γεωδυναμικά φαινόμενα που συνδέονται με την καταβύθιση της Αφρικικής νότιο από την Κρήτη έχουν μελετηθεί από πολλούς ερευνητές (Papazachos and Comninakis 1971, Comninakis and Papazachos 1972, Makris 1973, Mercier 1977, Jacobshagen et al. 1978, McKenzie 1978, Papadopoulos 1984). Το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο, που αποτελεί αντικείμενο αυτής της εργασίας, συμπέπει με την σεισμική ισοβαθή των 150km.

Το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο χαρακτηρίζεται από μεγάλες τιμές θετικών ανωμαλιών Bouguer (Papazachos and Comninakis 1971, Makris 1975), ενώ παρατηρήθηκαν και έντονα μαγνητικές ανωμαλίες (Vogt and Higgs 1969, Papazachos and Comninakis 1971, Makris 1973, Morreli et al. 1975).

Μεγάλες τιμές θερμικής ροής (2,08 H.F.U.) παρατηρήθηκαν επίσης στην περιοχή, τις οποίες ο Jongma (1974), ερμήνευσε ότι οφείλονται σε καταδυόμενο ωκεάνιο φλοιό. Ο Φυτίκας (1977), παρατήρησε σε αρκετές περιοχές του ηφαιστειακού τόξου, πολύ ψηλές τιμές θερμικής ροής (π.χ. Μήλος) και συνδύασε τις τιμές αυτές με την ύπαρξη γεωθερμικών πεδίων. Την ύπαρξη των γεωθερμικών πεδίων, επιβεβαίωσαν μετά από επί τόπου μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις και οι Hutton και οι συνεργάτες της 1988, Galanopoulos 1988.

Η σεισμικότητα της περιοχής συνδέεται με την κατάδυση της Αφρικής κάτω από την Ευρασία (Parazachos and Compinakis 1971, McKenzie 1978).

Διάφοροι ερευνητές ασχολήθηκαν με την κατανομή των σεισμικών παραμέτρων στο Ελληνικό τόξο (Galanopoulos 1963, Parazachos 1973, 1980, Κορνηνάκης 1975, Μακροπούλος 1978, Burton 1979, Hatzidimitriou et al. 1985).

Η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών, για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου, υπολογίσθηκε για τους επιφανειακούς και για τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς, από τον Parazachos και τους συνεργάτες του (1987).

Οι παράμετροι του Gumbel (1958), της πρώτης και της τρίτης ασύμπτωτης υπολογίστηκαν για τον Ελληνικό χώρο από διάφορους ερευνητές (Burton 1978, 1979, Μακροπούλος 1978, Μακροπούλος and Burton 1985).

Στην παρούσα εργασία εξετάζεται η κατανομή διαφόρων σεισμικών παραμέτρων κατά μήκος του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου.

2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

Η εξεταζόμενη περιοχή, το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο περιλαμβάνεται από τους παράλληλους $36,0^{\circ}$ - $37,2^{\circ}$ Β και από τους μεσημβρινούς $24,0^{\circ}$ - $27,6^{\circ}$ Α. Το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής αυτής συμπίπτει με την σεισμική ζώνη 9, όπως αυτή οριοθετήθηκε (Parazachos 1980, Hatzidimitriou et al. 1985) κατά την δι-αίρεση του Αιγαίου χώρου σε σεισμικές ζώνες.

Δύο, ήταν, κυρίως οι πηγές που χρησιμοποιήθηκαν για την απόκτηση του υλικού παρατήρησης:

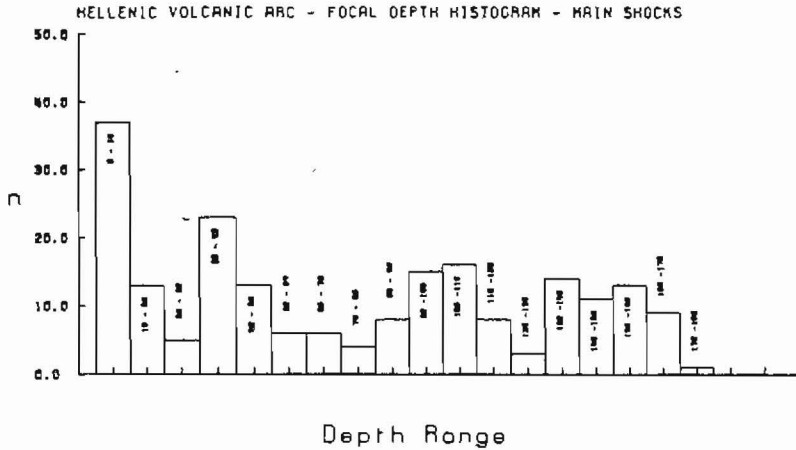
α) Ο κατάλογος των σεισμών των Compinakis and Parazachos (1986).

β) Ο κατάλογος των σεισμών των Μακροπούλος and Burton (1981).

Ο υπολογισμός των διαφόρων σεισμικών παραμέτρων έγινε χωριστά για τους σεισμούς με διάφορα εστιακά βάθη. Ο χωρισμός του εστιακού βάθους έγινε σύμφωνα με το ισογράμμα του σχήματος (1), όπου χαρτογραφήσαμε το πλήθος των εστιακών βαθών των σεισμών της περιοχής προς το εστιακό βάθος. Όπως φαίνεται στο σχήμα (1) οι επιφανειακοί σεισμοί έχουν εστιακό βάθος ή, μικρότερο ή ίσο από 60km.

Η πληρότητα των δεδομένων που χρησιμοποιήσαμε, υπολογίστηκε από τους Compinakis and Parazachos (1986), ως εξής:

1. Το υλικό παρατήρησης είναι πλήρες για το χρονικό διάστημα 1901-1910, για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 6,5$.
2. Τα δεδομένα μας είναι πλήρη για μεγέθη σεισμών $M \geq 5,2$, για τη χρονική περίοδο 1911-1949.
3. Για την χρονική περίοδο 1950-1963, έχουμε πληρότητα υλικού,



Σχ.1.- Ιστογράμμο των εστιακών βαθών των σεισμών, που έγιναν στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο, με βάση το οποίο χωρίσθηκαν οι σεισμοί σε επιφανειακούς και σε ενδομέσου βάθους.

για μεγέθη σεισμών $M \geq 4,8$ και

4. Τέλος έχουμε πληρότητα στα δεδομένα μας για το χρονικό διάστημα 1964-1985, για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 4,5$.

Η ίδια σχεδόν πληρότητα βρέθηκε από τον Μακροπούλο (1978), για τα δεδομένα του Ελληνικού χώρου.

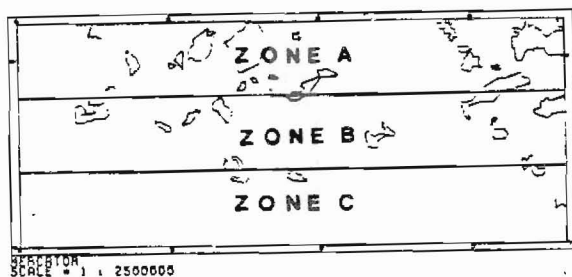
Για τον υπολογισμό της σεισμικότητας της περιοχής θεωρήσαμε μόνο τους κύριους σεισμούς. Για να ξεχωρίσουμε από το δείγμα μας τους προσεισμούς και τους μετασεισμούς κάναμε ορισμένες παραδοχές:

- α) Για τους προσεισμούς θεωρήσαμε ότι αυτοί συμβαίνουν μέχρι 40 μέρες πριν τον κύριο σεισμό και το επίκεντρό τους βρίσκεται σε απόσταση $\leq 100\text{km}$ από το επίκεντρο του κύριου σεισμού (Jones and Molnar 1976), και,
- β) Σαν μετασεισμούς θεωρήσαμε τους σεισμούς που συμβαίνουν μέχρι 100 μέρες μετά τον κύριο σεισμό και το επίκεντρό τους βρίσκονται μέσα σε μία απόσταση L , από το επίκεντρο του κύριου σεισμού και αυτή η απόσταση συνδέεται με το επιφανειακό μέγεθος M_s του κύριου σεισμού. Για το χώρο του Αιγαίου ο Καρακαϊός (1984), βρήκε την ακόλουθη σχέση που συνδέει την απόσταση L , και το μέγεθος του σεισμού:

$$\text{Log}L(\text{Km}) = -2,22 + 0,57M_s \quad (1)$$

Η σχέση (1) εφαρμόσθηκε, για να ξεχωρίσουμε τους μετασεισμούς από το δείγμα μας. Για την λεπτομερέστερη εξέταση της κατανομής στον χώρο, διαφόρων σεισμικών παραμέτρων όπως π.χ. η τιμή της παραμέτρου b , η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών, χωρίσαμε το ηφαιστειακό τόξο σε 3 ζώνες όπως φαίνεται στο σχήμα (2):

- α) Η ζώνη Α ($36,8^{\circ} - 37,2^{\circ}\text{B}/24,0^{\circ} - 27,6^{\circ}\text{A}$), είναι το βόρειο τμήμα της περιοχής,
- β) Η ζώνη Β ($36,4^{\circ} - 36,8^{\circ}\text{B}/24,0^{\circ} - 27,6^{\circ}\text{A}$), είναι το μεσαίο τμήμα της περιοχής,



Σχ.2.- Διαίρεση του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου σε 3 κύριες ζώνες.

γ) Η ζώνη C ($36,0^{\circ}$ - $36,4^{\circ}$ B/ $24,0^{\circ}$ - $27,6^{\circ}$ A), είναι το νότιο τμήμα της περιοχής.

Το χρονικό διάστημα για το οποίο έχουμε δεδαμένα παρατήρησης για την εργασία αυτή είναι 75 χρόνια (1911-1985).

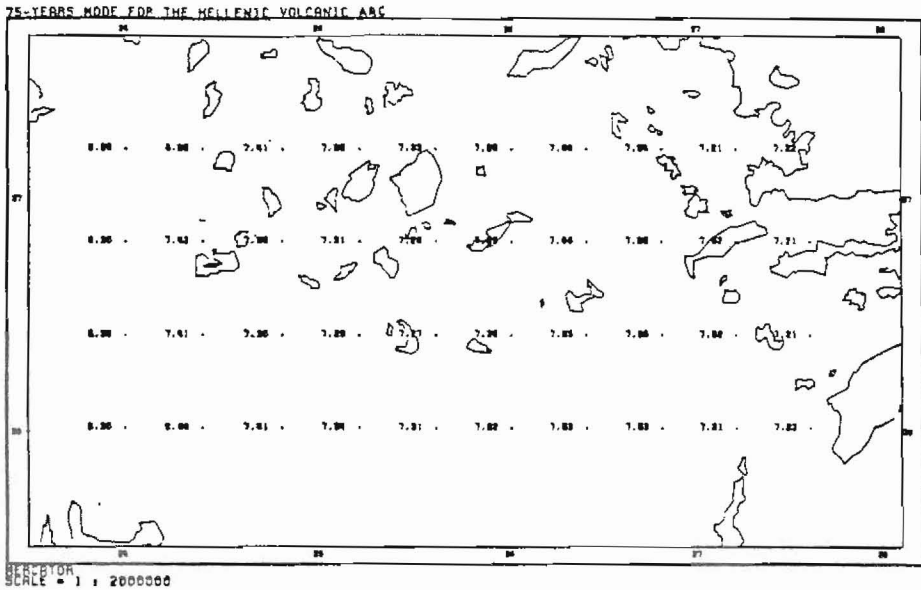
3. Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΤΟΞΟΥ

Ο υπολογισμός της σεισμικότητας μίας περιοχής αποτέλεσε πάντα πεδίο έρευνας για τους επιστήμονες. Ποσότητες όπως το μέγεθος των σεισμών, η εκλυόμενη σεισμική ενέργεια, κλπ. χρησιμοποιήθηκαν και εξακολουθούν να χρησιμοποιούνται για έρευνες σεισμικότητας.

Μιά από τις μεθόδους αυτές που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της σεισμικότητας είναι η μέθοδος των ακραίων τιμών της πρώτης και της τρίτης ασύμπτωτης του Gumbel (Nordquist 1945, Curtis 1973, Yegulalp and Kuo 1974, Burton 1978, 1979, Μακτρούλους 1978, Μακτρούλους and Burton 1985). Σύμφωνα με αυτή για τον καθορισμό της σεισμικότητας μιας περιοχής δεν είναι ανογκαίο να ξέρουμε όλες τις τιμές των μεγεθών των σεισμών αλλά μόνο την μεγαλύτερη τιμή που συμβαίνει σε ένα από τα ίσα χρονικά διαστήματα στα οποία έχουμε χωρίσει όλη τη χρονική περίοδο για την οποία έχουμε δεδομένα.

Οι πιο συνηθισμένες παράμετροι που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της σεισμικότητας είναι το πιο πιθανό μέγιστο ετήσιο μέγεθος σεισμού και το πιο πιθανό μέγιστο μέγεθος για χρονική περίοδο τ-ετών (75 χρόνια για την εργασία αυτή). Για τον υπολογισμό αυτών των παραμέτρων της σεισμικότητας χρησιμοποιήθηκαν οι παράμετροι ω , μ και k της τρίτης ασύμπτωτης του Gumbel.

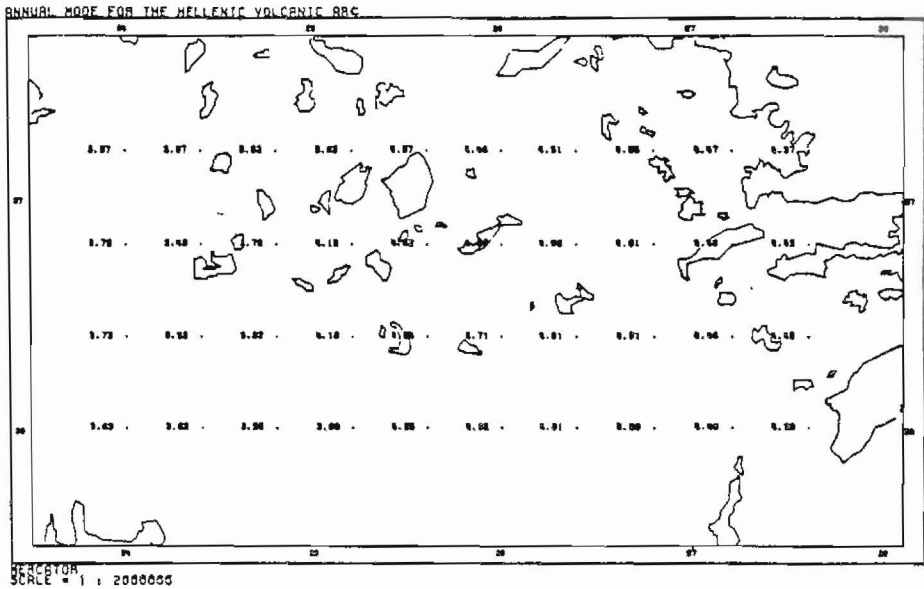
Για την χαρτογράφηση των τιμών αυτών χωρίσαμε την περιοχή μας σε μικρότερα τμήματα (cells) διαστάσεων $0,4^{\circ} \times 0,4^{\circ}$, θεωρώντας ως αρχή το σημείο με συντεταγμένες ($36,0^{\circ}$ B, $24,0^{\circ}$ A), μετακινήσαμε το τμήμα αυτό προς κάθε κατεύθυνση κατά $0,1^{\circ}$. Με την επικάλυψη αυτή σχηματίσαμε ένα δίκτυο με σημεία που αντιστοιχούν σε ορισμένες τιμές σεισμικότητας. Για την μετακίνηση του τμήματος ($0,4^{\circ} \times 0,4^{\circ}$) και τον υπολογισμό της σεισμικότητας σε κάθε νέα σημείο, χρησιμοποιήσαμε το πρόγραμμα HAZAN που έγραψαν οι Μακτρούλους and Burton (1986). Το σχήμα (3), δείχνει το πιο πιθανό μέγιστο μέγεθος σεισμού για χρονική περίοδο 75 ετών, στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο. Οι τιμές φανερώνουν το πιο πιθανό μέγιστο μέγεθος σεισμού για χρονική



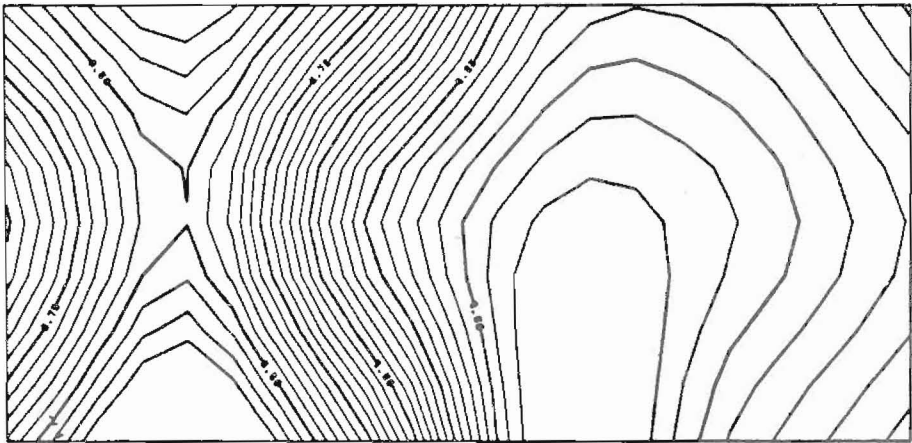
Σχ.3.-Οι τιμές του πιά πιθανού μέγιστου μεγέθους σεισμού για χρονική περίοδο 75 ετών στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο.

περίοδο 75 ετών, ενώ οι τελείες που βρίσκονται στο δεξιό κάθε τιμή δείχνουν το ακριβές σημείο της τιμής. Εξάλλου στο σχήμα (4), βλέπουμε τις τιμές και τα σημεία χορτογράφησης για το πιά πιθανό ετήσιο μέγεθος σεισμού. Και στις δύο περιπτώσεις (σχήματα 3 και 4) οι τιμές (τελείες) της σεισμικότητας έχουν χαρτογραφηθεί στο κέντρο κάθε τμήματος ($0,4^\circ \times 0,4^\circ$), υποθέτοντας ότι η σεισμικότητα είναι τυχαία κατανομημένη σε κάθε τμήμα. Μπορούμε να περιγράψουμε την σεισμικότητα και με καμπύλες (των τιμών (contouring)), όπως δείχνεται στο σχήμα (5). Τα αποτελέσματα μιάς τέτοιας περιγραφής είναι χρήσιμα γιατί μας παρέχεται η δυνατότητα χάραξης ζωνών ίσης σεισμικότητας. Παρόμοια αποτελέσματα με αυτά του σχήματος (5) βρήκε και ο Μακτρούλιος (1978).

Για την περιγραφή όμως της σεισμικότητας, στην εργασία αυτή, εφαρμόσαμε μιά νέα τεχνική που αναπτύχθηκε από τον Burton και τους συνεργάτες του (1984) και περιγράφηκε με αυτήν η παγκόσμια σεισμικότητα από τους Tsapanos and Burton (1988). Η τεχνική αυτή μας επιτρέπει να αντιστοιχίσουμε ένα βάρος w_i στις γεωγραφικές συντεταγμένες ενός σεισμού και το βάρος αυτό είναι η ενέργεια E_i του σεισμού. Επίσης η τεχνική αυτή λαμβάνει υπόψη της την τεκτονική της ερευνοούμενης περιοχής και έτσι π.χ. τα σημεία των σχημάτων (3 και 4), με τις τιμές της σεισμικότητας βρίσκονται πιά κοντά στις τεκτονικές δομές της περιοχής. Η τεχνική αυτή ονομάζεται "τεχνική του κέντρου βάρους της ενέργειας" (centroid of energy) και είναι προτιμητέο για την χαρτογράφηση των τιμών της σεισμικότητας, από την χαρτογράφηση στο κέντρο του τμήματος ($0,4^\circ \times 0,4^\circ$). Και αυτό γιατί τα σημεία με τις τιμές της σεισμικότητας μετατίθενται



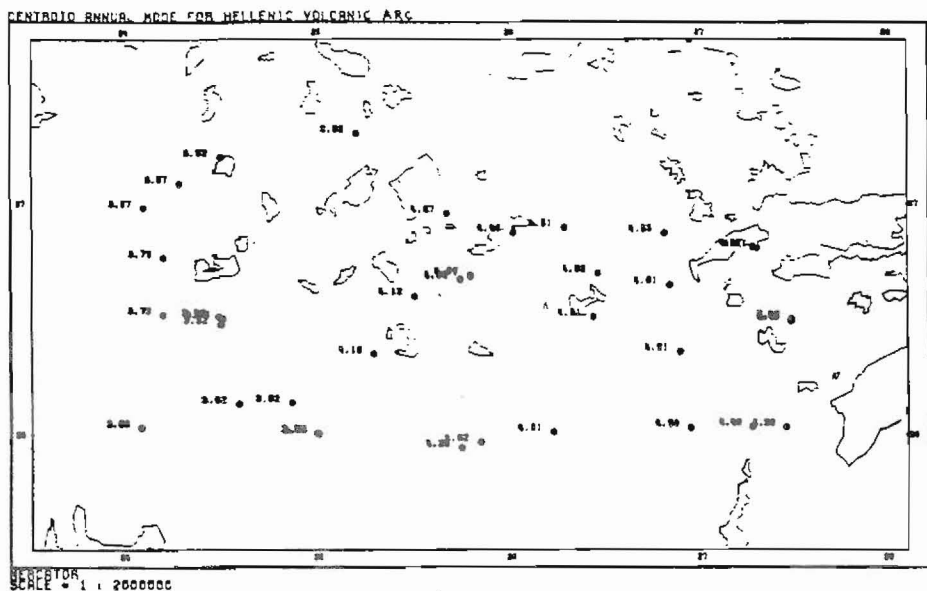
Σχ.4.-Οι τιμές του πιο πιθανού μέγιστου ετήσιου μεγέθους στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο.



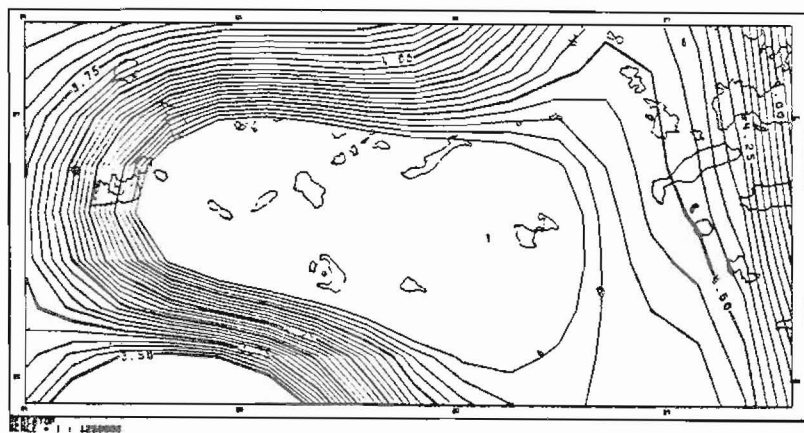
Σχ.5.- Καμπύλες ίσων τιμών σεισμικότητας, του πιο πιθανού μέγιστου ετήσιου μεγέθους.

σε θέση όπου συμβαίνουν μεγάλοι και καταστροφικοί σεισμοί και όπως είναι γνωστό οι σεισμοί αυτοί συνδέονται στενά με την τεκτονική της περιοχής (ρήγματα, ζώνες κατάδυσης, κλπ). Στο σχήμα (6), βλέπουμε τα μετατοπισμένα σημεία των τιμών της σεισμικότητας, ενώ στο σχήμα (7) έχουμε χαρτογραφήσει τις παραπάνω τιμές υπό μορφή καμπύλων. Οι καμπύλες του σχήματος (7),

δείχνουν κατά κάποιο τρόπο το σχήμα του ηφαιστειακού τόξου. Ε-
δώ πρέπει να τονισθεί ότι η λισδιάσταση των καμπύλων για τα
σχήματα (5 και 7) είναι 0,05.



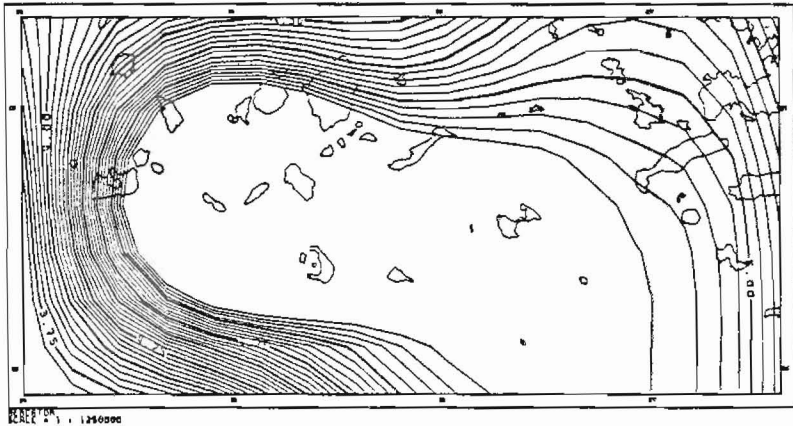
Σχ.6.- Οι τιμές της σεισμικότητας (μετατοπιμένες), μετά την
εφαρμογή της τεχνικής "centroid of energy".



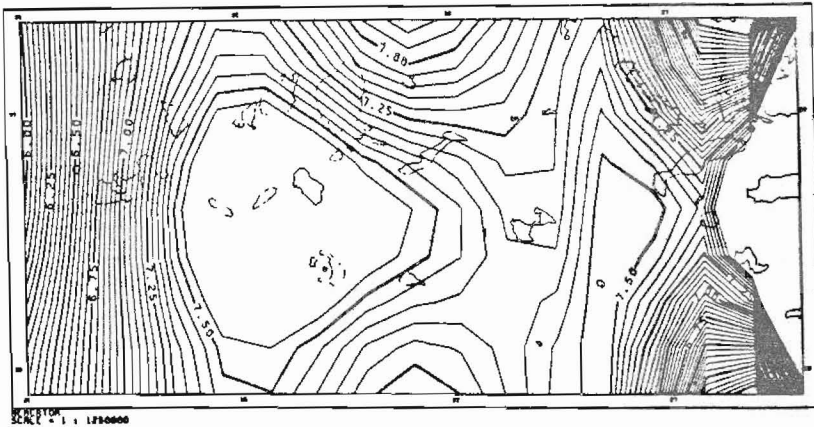
Σχ.7.- Καμπύλες ίσων τιμών σεισμικότητας, του πιο πιθανού μέ-
γιστου ετήσιου μεγέθους, μετά την εφαρμογή της τεχνι-
κής "centroid of energy".

Χρησιμοποιώντας την μέθοδο της πρώτης ασύμπτωτης του Gum-
bel, υπολογίσαμε τις παραμέτρους $1/a$ και μ (το πιθανότερο μέ-

γιστα ετήσιο μέγεθος) καθώς και το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος (MAG75) για χρονικό διάστημα 75 χρόνων. Εφαρμόσθηκε η ίδια τεχνική για την χαρτογράφηση των τιμών u και MAG75 όπως φαίνεται στα σχήματα (8 και 9), με την ίδια, όπως και προηγουμένως, ισοδιάσταση. Οι παράμετροι σεισμικότητας, όπως υπολογίσθηκαν με την μέθοδο αυτή, δίνονται στον πίνακα (1), για κάθε



Σχ.8.-Καμπύλες ίσων τιμών της παραμέτρου u , που λήφθηκε από την εφαρμογή της πρώτης ασύμπτωτης του Gumbel.



Σχ.9.-Καμπύλες ίσων τιμών της παραμέτρου MAG75, που λήφθηκε από την εφαρμογή της πρώτης ασύμπτωτης του Gumbel.

ένα από τα τμήματα ($0,4^0 \times 0,4^0$) στα οποία έχουμε χωρίσει το ηφαιστειακό τόξο. Τόσο το σχήμα (8), όσο και το σχήμα (9) μοιάζουν στη μορφή με το σχήμα (7).

Πίνακας 1. Παράμετροι σεισμικότητας για το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο, που ελήφθησαν με εφαρμογή της πρώτης ασύμπτωτης του Gumbel.

ΓΕΩΓΡ. ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΜΗΚΟΣ	1/α	u	MAG75
38,00	24,00	0,59	3,70	8,28
38,00	24,40	0,69	3,78	8,78
38,00	24,80	0,79	3,81	7,33
36,00	25,20	0,78	4,03	7,30
36,00	25,60	0,68	4,35	7,28
36,00	26,00	0,59	4,85	7,21
36,00	26,40	0,70	4,63	7,88
36,00	26,80	0,68	4,58	7,53
36,00	27,20	0,63	4,48	7,21
38,40	24,00	0,57	3,80	8,28
36,40	24,40	0,78	3,82	7,32
38,40	24,80	0,78	4,02	7,31
36,40	25,20	0,70	4,23	7,28
36,40	25,60	0,62	4,58	7,28
36,40	26,00	0,58	4,75	7,28
36,40	26,40	0,70	4,63	7,66
36,40	26,80	0,70	4,64	7,66
36,40	27,20	0,71	4,49	7,52
36,80	24,00	0,57	3,80	8,28
36,80	24,40	0,79	3,91	7,33
36,80	24,80	0,78	4,01	7,31
36,80	25,20	0,71	4,21	7,28
36,80	25,60	0,63	4,58	7,27
36,80	26,00	0,61	4,83	7,25
36,80	26,40	0,70	4,62	7,66
36,80	26,80	0,70	4,64	7,68
38,80	27,20	0,70	4,50	7,53

4. Η ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΤΙΜΩΝ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ b

Η κατανομή της συχνότητας των σεισμών με το μέγεθος περιγράφεται από τη γνωστή σχέση των Gutenberg και Richter(1944):

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

Οι τιμές της παραμέτρου b, της παραπάνω σχέσης περιγράφουν την κατανομή των τάσεων σε μία περιοχή (Mogi 1967 , Scholtz 1968).

Ο Ταόπανος (1985) χρησιμοποιώντας παγκόσμια δεδομένα για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5,5$ υπολόγισε ότι η παράμετρος b, είναι μεγαλύτερη στις ζώνες κατόδυσης από ότι στις μεσοσκεάνιες ράχες με τιμές 1,21 και 1,09 αντίστοιχα. Ο ίδιος βρήκε επίσης ότι για την ανατολική Μεσόγειο η παράμετρος b είναι ίση με 0,97, ενώ ο Karglık (1969) υπολόγισε ότι η τιμή της παραμέτρου b για την Ευρασιατική ζώνη είναι $0,95 \pm 0,1$.

Για τον υπολογισμό των δύο παραμέτρων a και b της σχέσης (2), χρησιμοποιήθηκαν δύο μέθοδοι. Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων και η μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας (Aki 1965, Utsu 1966).

Στον πίνακα (2), έχουν καταχωρηθεί οι μέσες τιμές των παραμέτρων a και b των επιφανειακών σεισμών για τα τμήματα ,

Πίνακας 2. Μέσες τιμές των παραμέτρων a_1 και b για τους επιφανειακούς σεισμούς του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου και οι παράμετροι σεισμικότητας RMODE και RM.

ΓΕΩΓΡ. ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΜΗΚΟΣ	a_1	b	RMODE	RM
36,00	25,60	2,91	0,93	3,13	5,14
36,00	26,00	3,55	0,99	3,59	5,48
36,00	26,40	5,28	1,39	3,78	5,13
36,00	26,80	5,84	1,52	3,84	5,08
36,00	27,20	5,12	1,38	3,76	5,14
36,40	25,60	2,14	0,63	3,39	8,37
36,40	26,00	2,72	0,72	3,78	6,34
36,40	26,40	3,56	0,96	3,71	5,66
36,40	26,80	3,46	0,88	3,93	6,08
36,40	27,20	3,51	0,87	4,03	6,18
36,80	24,40	3,80	1,04	3,65	5,46
36,80	25,60	1,92	0,59	3,25	8,43
36,80	26,00	2,32	0,65	3,57	6,45
36,80	26,40	3,81	0,99	3,85	5,74
36,80	26,80	3,52	0,88	4,00	6,13
36,80	27,20	3,14	0,79	3,97	6,35

($0,4^a \times 0,4^b$), στα οποία έχει χωρισθεί το ηφαιστειακό τόξο και στα οποία υπάρχουν σεισμοί τέτοιου βάθους. Το πιο πιθανό ετήσιο μέγιστο μέγεθος σεισμού (RMODE= a_1/b), καθώς και το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος για 75 χρόνια (RM= $a_1/75$) έχουν επίσης γραφεί στον πίνακα (2).

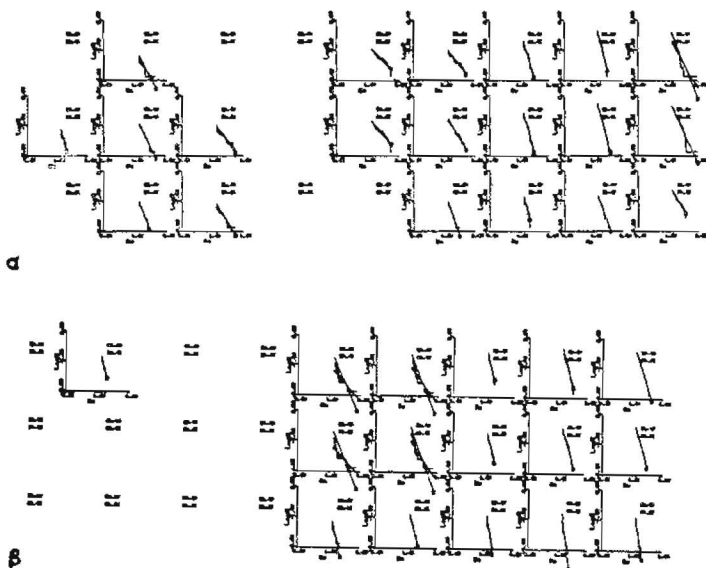
Στον πίνακα (3), έχουν γραφεί οι ίδιες παράμετροι για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους. Το σχήμα (10) δείχνει την κατανομή της συσσωρευτικής συνάρτησης της συχνότητας των σεισμών με το μέγεθος, για τα $0,4^a \times 0,4^b$ τμήματα, καθώς η σχέση

Πίνακας 3. Μέσες τιμές των παραμέτρων a_1 και b για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου και οι παράμετροι σεισμικότητας RMODE και RM.

ΓΕΩΓΡ. ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΜΗΚΟΣ	a_1	b	RMODE	RM
36,00	24,40	2,05	0,68	3,03	5,77
36,00	26,00	2,14	0,71	3,01	5,66
36,00	26,40	2,62	0,78	3,36	5,76
36,00	26,80	2,16	0,67	3,22	6,02
36,00	27,20	1,30	0,44	2,95	7,21
36,40	24,00	2,09	0,74	2,82	5,38
36,40	24,40	1,44	0,53	2,72	6,25
36,40	26,00	1,13	0,43	2,63	8,99
36,40	26,40	3,83	0,99	3,89	5,91
36,40	26,80	3,60	0,91	4,16	6,24
36,40	27,20	2,07	0,54	3,83	7,31
36,80	24,40	1,05	0,50	2,10	5,65
36,80	26,40	3,00	0,82	3,66	5,95
36,80	26,80	4,00	0,96	4,17	6,12
36,80	27,20	1,90	0,55	3,45	6,66

(2) εφαρμόζει στα δεδομένα που υπολογίστηκαν με τις δύο μεθόδους. Οι συντεταγμένες του κέντρου κάθε τμήματος δείχνονται στο πάνω δεξιό άκρο κάθε διαγράμματος. Δύο ευθείες προσαρμόζονται στα δεδομένα μας. Η πρώτη ευθεία καθορίστηκε με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, ενώ η δεύτερη με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας. Για να είναι εύκαλη η διάκριση των δύο ευθειών, στο τέλος της ευθείας που καθορίστηκε με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας, υπάρχει ένα τετράγωνο.

Στο σχήμα (10) βλέπουμε δύο διαφορετικές ομάδες διαγραμμάτων της σχέσης (2). Πιο συγκεκριμένα στο σχήμα (10α) τα διαγράμματα έχουν γίνει λαμβάνοντας υπ' όψη μόνο τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς, ενώ στο σχήμα (10β) υπάρχουν μόνο επιφανειακοί σεισμοί.

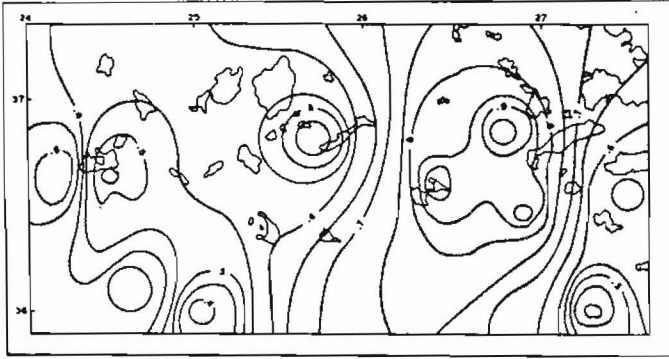


Σχ.10.- Κατανομή της συσσωρευτικής συνάρτησης της συχνότητας των σεισμών με το μέγεθος, για κάθε ξεχωριστό τμήμα $0,4^{\circ} \times 0,4^{\circ}$ α) για τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς και β) για τους επιφανειακούς σεισμούς.

Παρατηρείται ότι υπάρχει έλλειψη δεδομένων, ιδιαίτερα για τους επιφανειακούς σεισμούς ($h < 60\text{km}$) στο δυτικό τμήμα της περιοχής (σχ.10β), ενώ οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους δείχνουν να είναι οι επικρατέστεροι της περιοχής (σχ.10α). Ο Τσάπανος (1985) βρήκε εξετάζοντας παγκόσμια δεδομένα, ότι η τιμή της παραμέτρου b της σχέσης (2), είναι μεγαλύτερη για τους επιφανειακούς σεισμούς ($b=1,01$), από ότι για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους ($b=0,94$).

Κατά τον υπολογισμό των τιμών της παραμέτρου b , αυτές θεωρήθηκαν σωστές μόνο όταν η τιμή της b συν το σφάλμα υπολογισμού ήταν $\geq 0,45$.

Με τις τιμές των πινάκων (2 και 3) κατασκευάσαμε χάρτες με καμπύλες ίσων τιμών της παραμέτρου b . Στο σχήμα (11) πα-

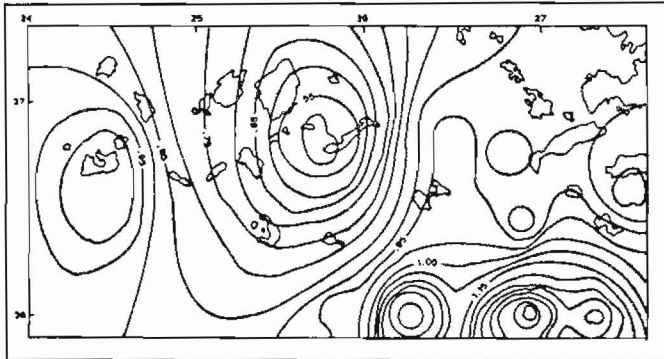


Σχ.11.- Χωρική μεταβολή των τιμών της παραμέτρου b για τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς.

ρουσιάζονται οι χωρικές μεταβολές των μέσων τιμών της παραμέτρου b (που υπολογίσθηκε με τις δύο μεθόδους) στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου, για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους, ενώ το σχήμα (12) δείχνει την χωρική μεταβολή των μέσων τιμών της πορομέτρου b , σε όλη την περιοχή, για τους επιφανειακούς σεισμούς. Η ισοδιάσταση στους παραπάνω χάρτες είναι 0,05.

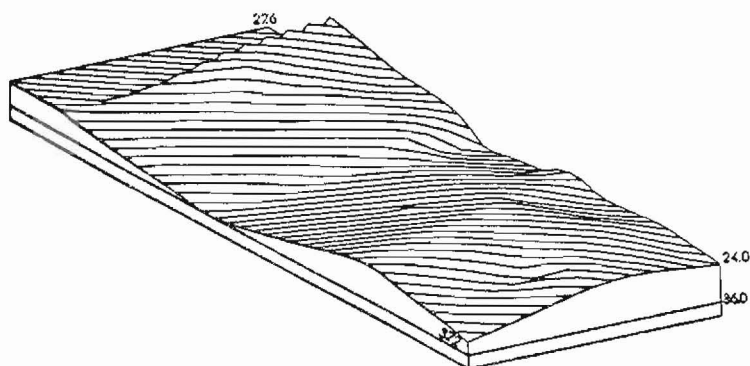
Από το σχήμα (11) βλέπουμε ότι οι τιμές της παραμέτρου b , είναι χαμηλές στο δυτικό μέρος του ηφαιστειακού τόξου και προχωρώντας προς τα ανατολικά οι τιμές της μεγαλώνουν, για να ξαναγίνουν χαμηλές στο ανατολικότερο άκρο της περιοχής.

Στο σχήμα (12) βλέπουμε ότι η παράμετρος b έχει αρχικά στο δυτικό άκρο, ενδιάμεσες τιμές, παρουσιάζεται μια κάμψη των τιμών της στο μέσο του τόξου και έπειτα αυτές αυξάνουν για να γίνουν χαμηλότερες στο ανατολικότερο μέρος του. Η κατανομή αυτή φαίνεται επίσης πολύ παραστατικά, όταν χαρτογραφήθηκε σε τριοδιάστατη μορφή (σχ.13), με κέντρο αναφοράς το σημείο με συντεταγμένες 38.0° Β -23.0° Α. Μεγάλες τιμές της παραμέτρου b για το ανατολικό μέρος του ηφαιστειακού τόξου βρήκε και ο Παπαδόπουλος (1984).



Σχ.12. Χωρική μεταβολή των τιμών της παραμέτρου b για τους επιφανειακούς σεισμούς.

Είναι ενδιαφέρον να τονίσουμε εδώ ότι οι τιμές της παραμέτρου b , ακολουθούν σχεδόν την ίδια χωρική κατανομή και η κατανομή αυτή δείχνει μιά στοθερότητα καθ'όλο το μήκος του ηφαιστειακού τόξου, ανεξάρτητα από τον χωριστό υπολογισμό των τιμών της b , για τους ενδιάμεσους βόθρους και για τους επιφανειακούς σεισμούς. Μιά άλλη ενδιαφέρουσα παρατήρηση είναι ότι στην περιοχή της Αμοργού όπου έγινε ο μεγάλος σεισμός του 1956 με μέγεθος $M=7,5$ παρουσιάζονται και στα δύο σχήματα (11 και 12) χαμηλές τιμές της παραμέτρου b .



Σχ.13.-Τριοδιάστατη χωρική μεταβολή των τιμών της παραμέτρου b , για τους επιφανειακούς σεισμούς.

Ο Παπαζωχος (1980) βρήκε ότι η τιμή της παραμέτρου b για το ηφαιστειακό τόξο είναι 0,70, ενώ ο Χαλζιδιμίτριου και οι συνεργάτες του (1985) υπολόγισαν την τιμή της b για την ίδια περιοχή, ίση με 0,79.

5. Η ΜΕΣΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

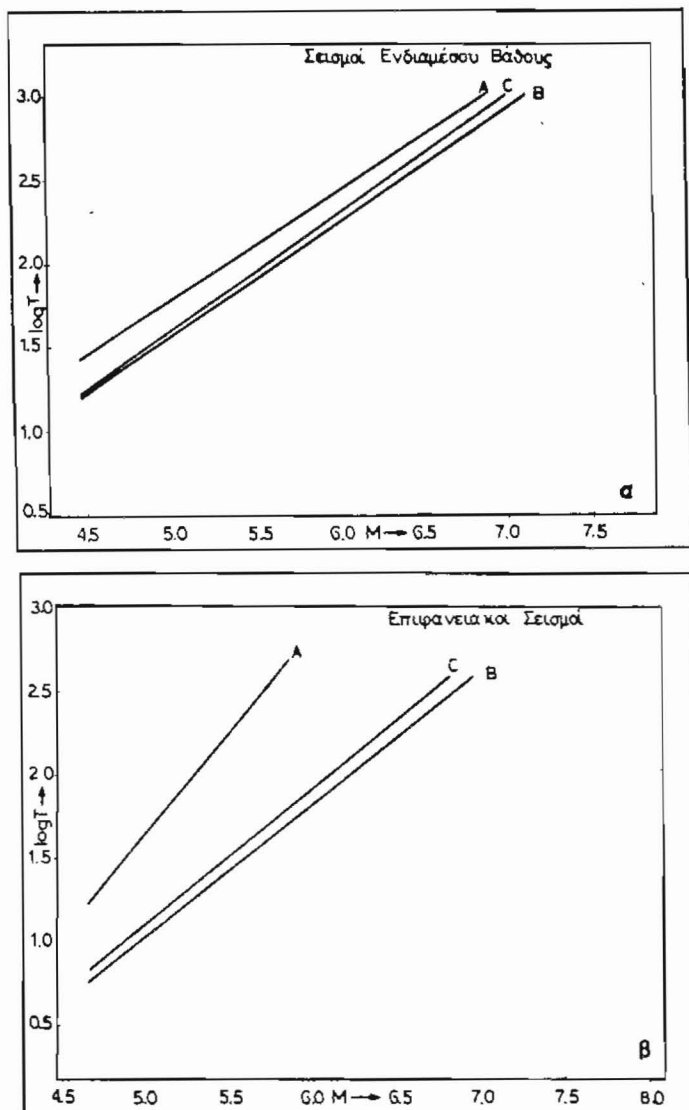
Η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών θεωρείται σαν μέτρο σεισμικότητας και δίνεται από την σχέση:

$$T_m = \frac{bM}{10a_1} \quad (3)$$

όπου a_1 , είναι η παράμετρος a της σχέσης (2) ανηγμένη σε ένα χρόνο.

Θεωρήσαμε σκόπιμο, να εξετάσουμε την σεισμικότητα της περιοχής, με την μέθοδο της μέσης περιόδου επανάληψης των σεισμών. Αντικαταστήσαμε τις τιμές a_1 και b της σχέσης (3), με τις μέσες τιμές που υπολογίσαμε για τις δύο αυτές παραμέτρους, στην προηγούμενη ενότητα.

Με τον τρόπο αυτό μπορούμε να καθορίσουμε την σεισμικότητα, από ποσοτική άποψη και να βγάλουμε συμπεράσματα για το ποιά από τις 3 μεγάλες ζώνες (με τις οποίες έχουμε χωρίσει το



Σχ.14.- Χαρτογράφηση του μεγέθους, M , των σεισμών σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης των σεισμών, $\log T$, για τις 3 ζώνες του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου. α) για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους και β) για τους επιφανειακούς σεισμούς.

ηφαιστειακό τόξο) έχει την μεγαλύτερη. Στο σχήμα (14) χαρτογραφήσαμε τον λογάριθμο της μέσης περιόδου επανάληψης, $\log T$, σε συνάρτηση με το μέγεθος, M , των σεισμών για κάθε μία από 3 ζώνες. Πιο αναλυτικά στο σχήμα (14α) οι σεισμοί που εξετάστη-

καν ήταν ενδιάμεσου βάθους, ενώ στο σχήμα (14β) ήταν επιφανειακοί.

Παρατηρούμε στο σχήμα (14α), ότι το μεσαίο τμήμα της περιοχής (ζώνη Β), όπου είχε γίνει και ο μεγάλος σεισμός ενδιάμεσου βάθους το 1926, με μέγεθος $M=8,0$, κοντά στη Ρόδο ($36,4^{\circ}B - 27,2^{\circ}A$), παρουσιάζει την μεγαλύτερη σεισμικότητα (μικρή μέση περίοδος επανάληψης για το διάστημα μεγεθών 4,5-7,0), από τις άλλες δύο ζώνες, την οποία κατέχει σταθερά για όλο το εξεταζόμενο διάστημα των μεγεθών που προαναφέραμε. Επίσης το νότιο τμήμα της περιοχής (ζώνη Γ) έχει μεγαλύτερη σεισμικότητα από την ζώνη Α, για το ίδιο εξεταζόμενο διάστημα μεγεθών.

Στο σχήμα (14β), βλέπουμε ότι η ζώνη Α έχει οτοθερά την μικρότερη σεισμικότητα της περιοχής που μελετούμε. Το μεσαίο τμήμα της περιοχής (ζώνη Β), όπου και έγινε ο μεγάλος επιφανειακός σεισμός το 1956, με μέγεθος $M=7,5$ κοντά στην Αμοργό ($36,4^{\circ}B - 25,6^{\circ}A$), έχει όπως και για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους την μεγαλύτερη σεισμικότητα της περιοχής.

Γενικά μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η ζώνη Β, έχει την μεγαλύτερη σεισμικότητα της περιοχής, τόσο για τους ενδιάμεσου βάθους όσο και για τους επιφανειακούς σεισμούς. Επίσης η κατάσταση των τριών ζωνών, σύμφωνα με την σεισμικότητά τους, είναι η ίδια και για τις δύο κατηγορίες των εστιακών βαθών των σεισμών.

Η μεθοδολογία αυτή έχει εφαρμοσθεί από τον Καροκώστα (1988) για να συγκριθεί η σεισμικότητα διαφόρων περιοχών της Ελλάδας και από τον Τσάπανο (1988), για να γίνει σύγκριση της σεισμικότητας της Ελλάδας με άλλες σεισμογενείς περιοχές της Γης.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην εργασία αυτή έγινε μελέτη για την κατανομή της σεισμικότητας και των παραμέτρων σεισμικότητας στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο.

Χαρτογραφήσαμε δε αυτήν εφαρμόζοντας μία νέα τεχνική, σύμφωνα με την οποία στο επίκεντρο κάθε σεισμού δίνουμε ένα βόρος ανάλογο με την ενέργεια που εκλύεται από αυτόν. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι οι περιοχές με έντονο μαγματισμό (π.χ. Μήλος, Κως, Νίουρος, κλπ.) συνδέονται με υψηλές τιμές σεισμικότητας. Έτσι από την εφαρμογή της τρίτης ασύμπτωτης του Gumbel, βρέθηκαν τιμές 4,50 και 7,25 για το πιθανότερο μέγιστο ετήσιο μέγεθος και για το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού για περίοδο 75 ετών, αντίστοιχα. Η εφαρμογή της πρώτης ασύμπτωτης του Gumbel, μας έδωσε λίγο υψηλότερη τιμή (5,0) όσο αφορά το πιθανότερο μέγιστο ετήσιο μέγεθος.

Η χωρική κατανομή της μέσης τιμής της παραμέτρου b τόσο για τους επιφανειακούς όσο και για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους, κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου, έδειξε ότι αυτή παραμένει σχεδόν σταθερή, ανεξάρτητα από τα εστιακά βόθη του δείγματος που χρησιμοποιήσαμε.

Η μελέτη της μέσης περιόδου επανάληψης των σεισμών μας έδειξε ότι το μεσαίο τμήμα του ηφαιστειακού τόξου που περιλαμβάνεται από τις συντεταγμένες ($36,4^{\circ}B - 36,8^{\circ}B / 24,0^{\circ}A - 27,6^{\circ}A$) έχει την μεγαλύτερη σεισμικότητα από το υπόλοιπο τμήμα της περιοχής, για τους επιφανειακούς καθώς και για τους ενδιάμεσου

βάθους σεισμούς.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς εκφράζουν τις ευχαριστίες τους στον καθηγητή Β.Κ.Παπαζάχο για την προσεκτική και κριτική ανάγνωση του κειμένου, καθώς επίσης και στον καθηγητή Κ.Μ.Γρεέρ (Πανεπιστήμιο του Έδιμβούργου), που τους επέτρεψε να χρησιμοποιήσουν τον εξοπλισμό, του Τμήματος Γεωφυσικής, για να τελειώσει η εργασία αυτή. Οφείλουν επίσης να ευχαριστήσουν τον συνάδελφο, κ.Ν.Μέλη (Πανεπιστήμιο του Κορντιφ), για την βοήθεια που τους πρόσφερε στα διάφορα στάδια της εργοσίας αυτής. Ευχαριστούν επίσης τους συναδέλφους του Εργαστηρίου Συστηματικής Ορυκτολογίας για την βοήθεια που πρόσφεραν κατά την δακτυλογράφηση του κειμένου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K. 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, "Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.", 43, 237-239.
- Burton, P.W. 1978. The application of extreme value statistics to seismic hazard assessment in the European area, "Proc. Symp. Anal. Seismicity and on seismic risk, Liblice, 1977, October 17-22", 323-324, Academia, Prague.
- Burton, P.W. 1979. Seismic risk in the Southern Europe through to India examined using Gumbel's third distribution of extreme values, "Geoph. J. R. astr. Soc.", 59, 249-280.
- Burton, P.W., McGonigle, R., Makropoulos, K.C. and Ucer, S.B. 1984. Seismic risk in Turkey, the Aegean and the eastern Mediterranean: the occurrence of large magnitude earthquakes, "Geoph. J. R. astr. Soc.", 78, 475-506.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1972. Seismicity of the Eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge, "Geol. Soc. Am. Bull.", 83, 1093-1102.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1986. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1985, "Publ. of the Geoph. Lab., Univ. of Thessaloniki", 172pp.
- Curtis, J.W., 1973. A magnitude domain study of the seismicity of Papua, New Guinea and Solomon Islands, "Bull. Seism. Soc. Am.", 63, 787-806.
- Galanopoulos, A.G. 1963. On mapping of seismic activity in Greece, "Ann. di Geof.", 16, 37-100.
- Galanopoulos, D.G., 1988. Magnetotelluric measurements in the geothermal fields of Milos, Greece and Olkariis, Kenya, "Ph. D. Thesis, Univ. of Edinburgh, Geoph. Dept.", (in preparation).
- Gumbel, E.J., 1958. Statistics of extremes, "Columbia Univ. Press, New York", 375pp.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquake in California, "Bull. Seism. Soc. Am.", 34, 185-188.
- Hatzidimitriou, P.M., Papadimitriou, E.E., Mountrakis, D.M. and Papazachos, B.C., 1985. The seismic parameter b of the frequency-magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece, "Tectonophysics", 120, 141-151.

- Hutton, V.R.S., Galanopoulos, D. G., Dawes, G. and Pickup, G.E., 1988. A high resolution magnetotelluric survey of Milos geothermal prospect, "Geothermics", (in press).
- Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, F., Kopp, K.O. and Kowalczyk, G., 1978. Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. "Alpes, Appenines, Hellenides", Closs, H., Roeder, D. and Schmidt, K. (editors), 537-564.
- Jones, L. and Molnar, P., 1976. Frequency of foreshocks, "Nature", 262, 677-679.
- Jongsma, D., 1974. Heat flow in Aegean sea, "Geoph.J.R. astr. Soc.", 37, 337-346.
- Καρακάτσης, Γ.Φ., 1984. Συμβολή στη μελέτη των σεισμικών ακολουθιών στο Αιγαίο και στις γύρω περιοχές, "Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης", 192 σελ.
- Καρακώστας, Β.Γ., 1988. Σχέση της σεισμικής δράσης με γεωλογικά και γεωμορφολογικά στοιχεία του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. "Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης", 243 σελ.
- Kernik, V., 1969. Seismicity of the European Area, Part I, "Reidel", Dordrecht, Holland, 364pp.
- Κομνηνάκης, Π.Ε., 1975. Συμβολή στην έρευνα της σεισμικότητας του Ελληνικού χώρου, "Διατριβή επί διδακτορία, Αθήνα", 110 σελ.
- Makris, J., 1973. Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides, "Bull. Geol. Soc. Greece", 10, 206-213.
- Makris, J., 1975. Crustal structure of the Aegean sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys, "J. Geoph. Res.", 41, 441-443.
- Μακροπούλος, Κ.Σ., 1978. The statistics of large earthquakes magnitude and an evaluation of Greek seismicity, "Ph.D. thesis, Univ. of Edinburgh", 193pp.
- Μακροπούλος, Κ.Σ. and Burton, P.W., 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas, "Geophys. J.R. astr. Soc.", 65, 741-762.
- Μακροπούλος, Κ.Σ. and Burton, P.W., 1985. Seismic hazard in Greece. I. Magnitude recurrence, "Tectonoph.", 117, 205-257.
- Μακροπούλος, Κ.Σ. and Burton, P.W., 1986. HAZAN: A fortan program to evaluate seismic hazard parameters using Gumbel's theory of extreme value statistics, "Computers and Geosciences", 12, 1, 29-46.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and the surrounding regions, "Geoph. J.R. astr. Soc.", 55, 217-254.
- Mercier, J., 1977. Principal results of a neotectonic study of the Aegean arc and its localization within the Eastern Mediterranean, "Proc. VI Coll. Geol. Aegean Region, Athens 1977", 1281-1291.
- Mogi, K., 1967. Earthquakes and fractures, "Tectonoph.", 5, 35-55.
- Morelli, C., Pisani, M. and Gantar, C., 1975. Geophysical studies in the Aegean sea and the Mediterranean, "Boll. Geof. Teor. ed Applic.", 18, 127-167.
- Nordquist, J.M., 1945. Theory of large values applied to earthquake magnitudes, "Trans. Amer. Geoph. Union", 26, 29-31.
- Παπαδόπουλος, Γ.Α., 1984. Seismic properties in the eastern part of the South Aegean volcanic arc, "Bull. Volcan.", 47, 143-152.
- Παπαζαχός, Β.Σ., 1973. Distribution of seismic foci in the Medi-

- terranean and surrounding area and its tectonic implication,"Geoph.J.R.astr.Soc.",33, 419-428.
- Papazachos,B.C.,1980.Seismicity rates and long term prediction in the Aegean area, "Quat.Geod.",3,171-190.
- Papazachos,B.C. and Comninakis,P.E.,1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, "J.Geophys.Res.",76, 8517-8533.
- Papazachos,B.C.,Papadimitriou,E.E.,Kiratzi,A.A.,Papaioannou , Ch.A. and Karakaisis,G.F.,1987. Probabilities of occurrence of large earthquakes in the Aegean and surrounding area during the period 1986-2006,"Pageoph.",124,4, 597-612.
- Scholtz,C.H.,1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in the rock and its relation to earthquakes, "Bull.Seism.Soc.Am.",58, 399-415.
- Τσάπανος,Θ.Μ.,1985. Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας της Γης, "Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης", 147σελ.
- Τσάπανος,Θ.Μ.,1988. Η σεισμικότητα της Ελλάδας σε σύγκριση με τη σεισμικότητα άλλων σεισμογενών χωρών της Γης, "Περιλ. του 1ου Συμποσίου για τις νέες εξελίξεις στη σεισμολογία και γεωφυσική του Ελληνικού χώρου", Θεσσαλονίκη 103 Ιουλίου.
- Tsapanos,T.M. and Burton,P.W.,1988. Seismic hazard evaluation for specific seismic regions of the world,"Abstr.of E. S.S.,XII Gen.Assem.", Sofia,Aug.23-27.
- Ülsu,T.,1966. A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups,"J.Phys. Earth", 14, 37-40.
- Vogt,P.R.and Higgs,R.H.,1969. An aero-magnetic survey of the eastern Mediterranean sea and its interpretation,"Earth, Planet,Sci.,Letters",5, 439-448.
- Φυτίκας,Μ.Δ.,1977. Γεωλογική και γεωθερμική μελέτη της νήσου Μήλου, "Διατριβή επί διδακτορία, Αθήνα",228σελ.
- Yegulalp,T.M. and Kuo,J.T.,1974. Statistical prediction of the occurrence of maximum magnitude earthquakes,"Bull.Seism. Soc.Am.", 64, 393-414.