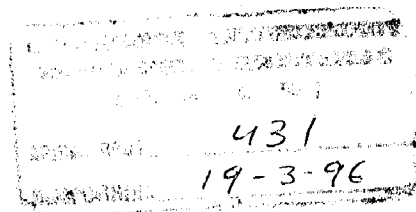


Ερευνητικό Πρόγραμμα



**ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΧΡΟΝΙΚΗΣ, ΧΩΡΙΚΗΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑ ΜΕΓΕΘΟΣ  
ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ:  
Η ΠΡΟΓΝΩΣΤΙΚΗ ΤΟΥΣ ΑΞΙΑ**

Τελική Έκθεση Προόδου

*Επιστημονικός Υπεύθυνος:*

**Δρ. Γεράσιμος Παπαδόπουλος**

*Χρηματοδότης:*

**Ευρωπαϊκό Κέντρο Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών  
Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας**

Αθήνα, Φεβρουάριος 1996

## Π Ρ Ο Λ Ο Γ Ο Σ

Το 1992 ο ΟΑΣΠ και το Ευρωπαϊκό Κέντρο Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών μας ανέθεσαν την εκπόνηση ερευνητικού έργου που αναφέρεται στη μελέτη της χωρικής, χρονικής και κατά μέγεθος κατανομής των σεισμών στην περιοχή της Θεσσαλίας και την προγνωστική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων.

Παρά τα προβλήματα χρηματοδότησης που υπήρξαν εκ μέρους του ΟΑΣΠ και τη συνεπαγόμενη καθυστέρηση στην εκτέλεση του προγράμματος, αυτό τελικά διεξήχθη με σημαντική επιτυχία ως προς την αξία των αποτελεσμάτων που ελήφθησαν και τα οποία στο μεγαλύτερο μέρος τους έχουν ήδη παρουσιαστεί διεθνώς με ανακοινώσεις σε συνέδρια και δημοσιεύσεις.

Το παρόν τεύχος αποτελεί την τελική Έκθεση Προόδου του Προγράμματος και εκτός από την αναλυτική παρουσίαση της μεθοδολογίας που εφαρμόστηκε και των αποτελεσμάτων που παραλήφθηκαν περιέχει προτάσεις για την αξιοποίησή τους και οικονομική ανάλυση των δαπανών, όπως προβλέπεται από τη σχετική σύμβαση.

Φεβρουάριος 1996

Ο Επιστημονικός Υπεύθυνος  
Δρ. Γεράσιμος Α. Παπαδόπουλος

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το 1992 το Ευρωπαϊκό Κέντρο για την Πρόληψη και Πρόγνωση των Σεισμών, Αθήνα, αποφάσισε τη χρηματοδότηση του ερευνητικού προγράμματος της Ανωτάτης Σχολής Ικάρων με τίτλο " Χαρακτηριστικά της χρονικής, χωρικής και κατά μέγεθος κατανομής των σεισμών στην περιοχή της Θεσσαλίας".

Η χρηματοδότηση άρχισε τον Νοέμβριο του 1992. Όμως, η προεργασία για την καλύτερη εκτέλεση του προγράμματος άρχισε μερικούς μήνες πριν την τυπική έναρξη .

## ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΕΡΓΟ ΣΤΗΝ Α΄ ΦΑΣΗ

Η σεισμική δράση στην περιοχή της Θεσσαλίας εμφανίζει ορισμένα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τα οποία περιγράφονται με την χωρική κατανομή των σεισμών, την κατανομή των σεισμικών μεγεθών και την χρονική κατανομή των σεισμών.

Η χωρική κατανομή των σεισμών της Θεσσαλίας έχει μελετηθεί με δύο τρόπους. Πρώτον, με την γεωγραφική διανομή των επικέντρων, και δεύτερον με την γεωγραφική διανομή των ζωνών

διάρρηξης των ισχυρών σεισμών. Το Σχήμα 1 δείχνει τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος  $M > 6.0$  που έγιναν στην ιστορική περίοδο και στον παρόντα αιώνα (ανασκόπηση των σχετικών στοιχείων υπάρχει στην εργασία του CAPUTO , 1990). Στο ίδιο Σχήμα φαίνονται και οι κύριες νεοτεκτονικές γραμμές. Λόγω του σχετικά μεγάλου σφάλματος στα περισσότερα επίκεντρα δεν μπορούμε να συσχετίσουμε με σιγουριά τα επίκεντρα με τις νεοτεκτονικές γραμμές.

Στο Σχήμα 1 φαίνονται και οι ζώνες διάρρηξης των τριών ισχυρών σεισμών που έγιναν το 1954, το 1957 και το 1980 με μεγέθη 6,72 , 6,63 και 6,44 , αντιστοίχως (AMBRASEYS AND JACKSON , 1990). Για τον καθορισμό των ζωνών διάρρηξης λήφθηκαν υπόψη οι επιφανειακές σεισμικές διαρρήξεις, οι ισόσειστες καμπύλες όγδου βαθμού (MM) και η γεωγραφική διανομή των μετασεισμών. Από το Σχήμα 1 προκύπτει ότι έπειτα από μία φαινομένη σεισμική ησυχία από το 1773 τονότιο τμήμα της Θεσσαλίας διερρήχθη σεισμικά τρεις φορές στα τελευταία 38 χρόνια. Οι ζώνες διάρρηξης πρακτικά δεν επικαλύπτονται. Το βόρειο τμήμα της Θεσσαλίας όμως δεν έχει διαρρηχθεί από το 1781. Αν το πρότυπο σεισμική ησυχία-σεισμική δράση του νότιου τμήματος επαναληφθεί και στο βόρειο τμήμα, τότε θα πρέπει να αναμένεται εκεί η εμφάνιση ισχυρών σεισμών.

Η προγνωστική αξία των προηγούμενων παρατηρήσεων γίνεται περισσότερο σαφής με τη μελέτη της κατανομής των σεισμικών μεγεθών. Το Σχήμα 2 δείχνει την κατανομή της απλής (άδειος κύκλος), η, και της συσσωρευτικής (τρίγωνο), N, συχνότητας

των σεισμικών μεγεθών της περιόδου 1964-1985 ( $M \geq 4.5$ ). Οι αντίστοιχες συχνότητες έχουν αναχθεί στο διάστημα 1901-1985. Επίσης φαίνεται και η κατανομή της αθροιστικής συχνότητας,  $N_r$ , των ισχυρών σεισμών ( $M \geq 6.0$ ) της περιόδου 1901-1985 (τετράγωνο). Τα δεδομένα έχουν παρθεί από τους COMNINAKIS AND PAPAZACHOS (1986). Στην κατανομή της συχνότητας  $N$  (και η) είναι εμφανής η ύπαρξη ενός κενού στα σεισμικά μεγέθη  $5.8 > M > 5.2$ . Το ίδιο κενό εμφανίζεται αν πάρουμε την κατανομή των μεγεθών  $M \geq 5.2$  για το διάστημα 1911-1985, στο οποίο τα δεδομένα είναι πλήρη για σεισμούς με  $M \geq 5.2$ . Συνεπώς, το κενό στα μεγέθη μεταξύ 5.2 και 5.8 φαίνεται ότι αποτελεί σεισμοτεκτονικό γνώρισμα της περιοχής της Θεσσαλίας δεδομένου ότι το σφάλμα στα μεγέθη είναι  $< 0.3$ . Δεδομένου ότι σεισμοί μεγαλύτεροι από περίπου  $M=7.0$  φαίνεται ότι δεν γίνονται στην Θεσσαλία, συμπεραίνουμε ότι το χαρακτηριστικό διάστημα σεισμικών μεγεθών είναι το  $M=5.8 - 7.0$ .

Από το Σχήμα 2 προκύπτει επίσης ότι αξιόπιστες τιμές της παραμέτρου  $b$  της σχέσης μεγέθους - συχνότητας μπορούν να υπολογιστούν μόνο για  $M \geq 6.0$ . Από τα δεδομένα των COMNINAKIS AND PAPAZACHOS (1986) (τετράγωνα) και AMBRASEYS AND JACKSON (1990) (μαύροι κύκλοι) προκύπτει ότι η τιμή της παραμέτρου αυτής είναι 0.99 και 0.88, αντιστοίχως, και συνεπώς οι μέσες περίοδοι επανάληψης σεισμών με  $M \geq 5.8$  είναι 6.8 και 8.4 έτη, αντιστοίχως.

Λαμβάνοντας υπόψη ότι ο τελευταίος ισχυρός σεισμός στη Θεσσαλία έγινε στις 30 - 4 - 1985 ( $M = 5,8$ ) συμπεραίνουμε ότι υπάρχει υψηλή πιθανότητα για γένεση ισχυρού σεισμού με  $M = 5,8$ .

#### ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΕΡΓΟ ΣΤΗ Β' ΦΑΣΗ

Μελετήθηκε η φράκταλ (κλασματική) γεωμετρία της κατανομής των ρηγμάτων και των σεισμικών επικέντρων της περιοχής της Θεσσαλίας. Για λόγους σύγκρισης η μελέτη επεκτάθηκε και στις περιοχές Θεσσαλονίκης-Χαλκιδικής, Κορινθιακού Κόλπου και Καλαμάτας που έχουν παρόμοιο σεισμοτεκτονικό καθεστώς με εκείνο της Θεσσαλίας, δηλαδή κανονικές διαρρήξεις συνδεδεμένες με εφελκυστικές δυνάμεις στο φλοιό διεύθυνσης περίπου Β - Ν. Επιπλέον, επίσης για λόγους σύγκρισης έχει μελετηθεί η σχέση μεγέθους-συχνότητας, δηλαδή η κατανομή  $G - R$ , των σεισμών και των τεσσάρων περιοχών.

Η ανωτέρω μελετη απετέλεσε αντικείμενο της διπλωματικής εργασίας τελειόφοιτου φοιτητή της ΣΜΑ στα πλαίσια του Προγράμματος και γι' αυτό αυτή παρατίθεται αυτούσια ως Παράρτημα διότι περιλαμβάνει τόσο τη θεωρητική και μεθοδολογική βάση όσο και την εφαρμογή στην περιοχή της Θεσσαλίας και στις άλλες τρεις παρόμοιες περιοχές.

Στην ίδια φάση καταβλήθηκε προσπάθεια να μελετηθεί η χρονική κατανομή των σεισμών της Θεσσαλίας με τα μοντέλα της τυχαίας κατανομής και της αρνητικής διωνυμικής κατανομής. Όμως δεν έγινε δυνατόν να εξαχθούν αξιόπιστα συμπεράσματα λόγω του σχετικά μικρού πλήθους των σεισμικών δεδομένων. Αξίζει να αναφερθεί, όμως, ότι στην εσωτερική σεισμική ζώνη του Ελλαδικού χώρου, στην οποία ανήκει και η περιοχή της Θεσσαλίας, η χρονική κατανομή των σεισμών ακολουθεί πολύ ικανοποιητικά το μοντέλο της τυχαίας κατανομής όπως προκύπτει από μελέτη που εκπονήθηκε στα πλαίσια άλλου προγράμματος (Dionysiou and Papadopoulos, 1992).

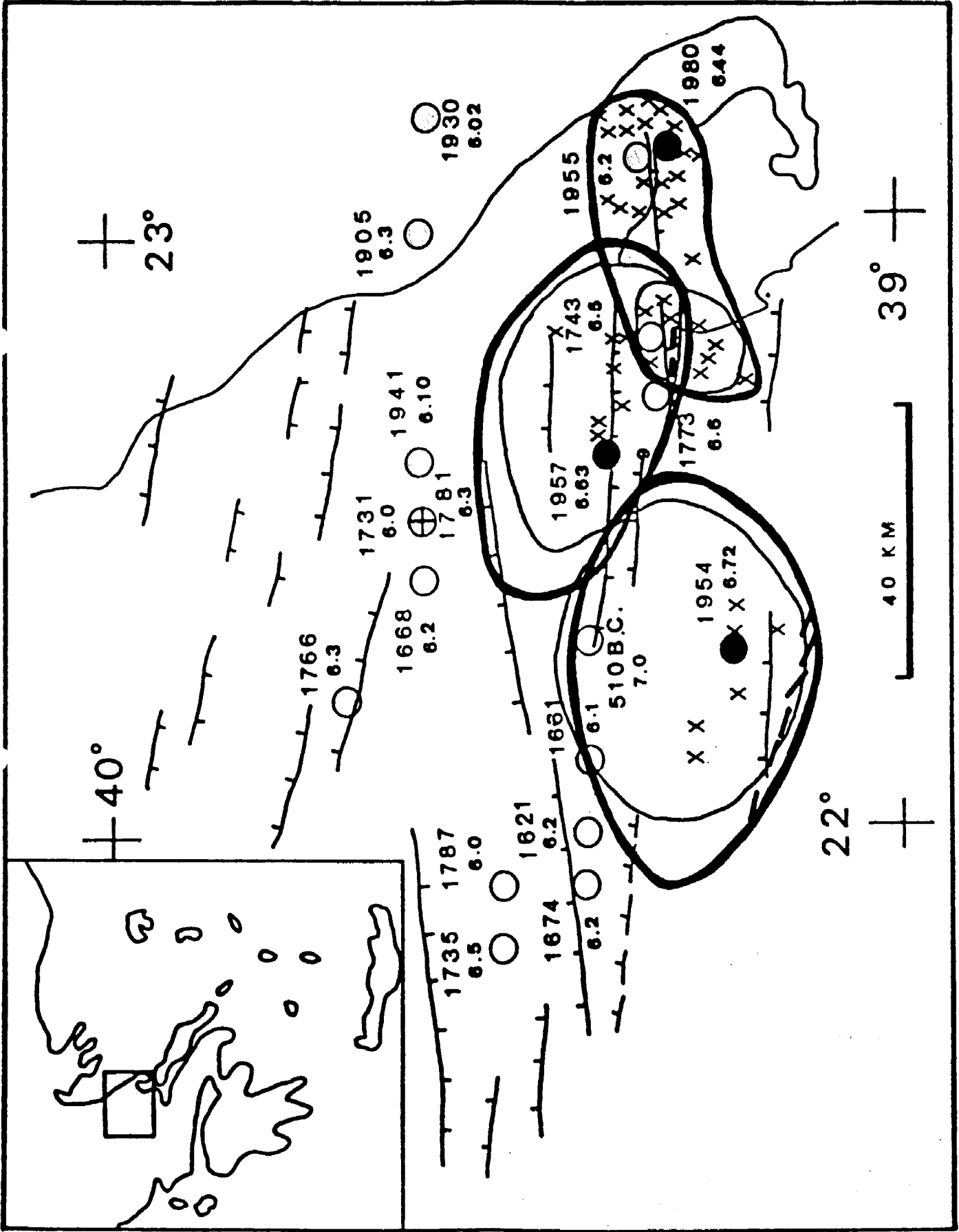


FIG. 1

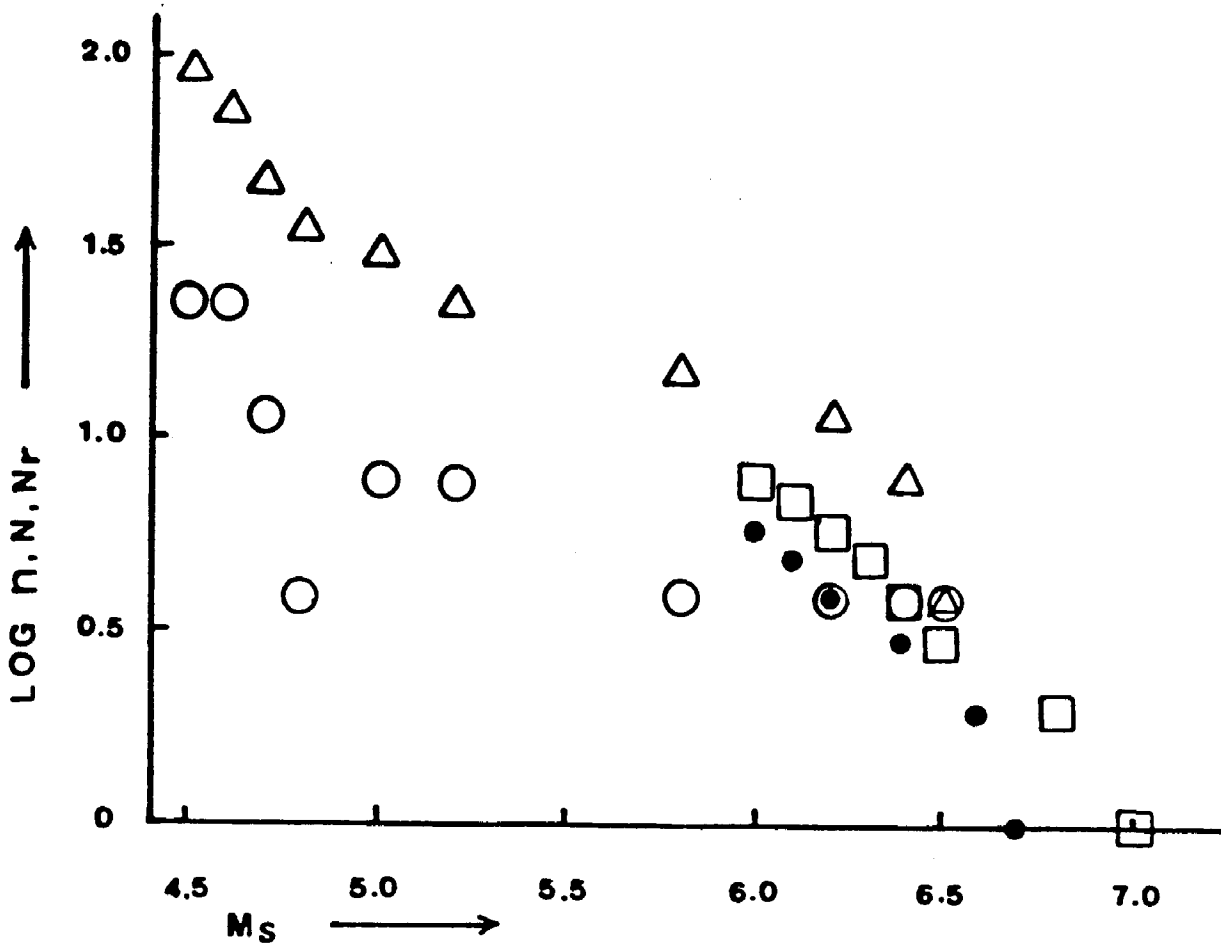


FIG. 2

O APAY - n  
 Δ 606600/602103 / 60403172  
 □ 0000160103 / 60402479



## ΚΥΡΙΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ

Τα κύρια επιστημονικά συμπεράσματα συνοψίζονται ως εξής:

1. Η κλασματική (φράκταλ) διάσταση της γεωγραφικής κατανομής των ρηγμάτων και σεισμικών επικέντρων στη Θεσσαλία έχει τιμές σαφώς μικρότερες από εκείνες των σεισμοτεκτονικά παρόμοιων περιοχών της Θεσσαλονίκης-Χαλκιδικής, του Κορινθιακού Κόλπου και της Καλαμάτας, γεγονός που σημαίνει ότι στη Θεσσαλία η γεωγραφική κατανομή της σεισμικής δράσης είναι πιο διάσπαρτη και λιγότερο συγκεντρωμένη σε ορισμένες ρηξιγενείς ζώνες.
2. Στο νότιο τμήμα της Θεσσαλίας εμφανίζεται μία διαδοχή " σεισμικής ησυχίας - σεισμικής δράσης " κατά τους τελευταίους δύο αιώνες. Το βόρειο τμήμα δεν έχει διαρρηχθεί από το 1781. Αν η διαδοχή του νοτίου τμήματος ισχύει και για το βόρειο τμήμα τότε είναι πιθανό η επόμενη ισχυρή σεισμική δράση να εκδηλωθεί στο βόρειο τμήμα.
3. Η κατανομή των σεισμικών μεγεθών εμφανίζει ένα χαρακτηριστικό κενό μεταξύ 5,2 και 5,8 R. Δεδομένου ότι τα μέγιστα μεγέθη που αναμένονται στη Θεσσαλία είναι περίπου 7,0 R, συνάγεται ότι το χαρακτηριστικό διάστημα σεισμικών μεγεθών είναι το 5,8 - 7,0. Από την ίδια κατανομή προκύπτει ότι η μέση περίοδος επανάληψης σεισμών με  $M \geq 5,8$  στη Θεσσαλία είναι περίπου ίση με 8 χρόνια. Το διάστημα που έχει μεσολαβήσει από τον τελευταίο ισχυρό σεισμό στη Θεσσαλία (1985,  $M=5,8$ ) υπερβαίνει σαφώς τη μέση περίοδο επανάληψης.

Τα προηγούμενα υποδηλώνουν ότι υπάρχει πλέον υψηλή πιθανότητα γένεσης ισχυρού σεισμού ( $M \geq 5,8$ ) στη Θεσσαλία. Η εστία του σεισμού θα μπορούσε να εντοπιστεί οπουδήποτε στη Θεσσαλία περιλαμβανομένου και του βόρειου τμήματος παρά το ότι εμφανίζεται λιγότερο σεισμικό από το νότιο.

Από πρακτική άποψη επισημαίνονται τα εξής:

1. Να γίνει άμεση επανεξέταση, ενημέρωση και βελτίωση των τοπικών σχεδίων έκτακτης ανάγκης και των τεσσάρων Νομών της Θεσσαλίας.
2. Να ενταθεί το πρόγραμμα της κοινωνικής αντισεισμικής άμυνας και κυρίως ενημέρωσης των πολιτών και των μαθητών στους ορθούς τρόπους αντισεισμικής συμπεριφοράς.
3. Να εξεταστούν οι δυνατότητες πιο εντατικής ενόργανης παρακολούθησης της περιοχής με σειсмоγραφικά και άλλα γεωφυσικά δίκτυα.

#### ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Τα αποτελέσματα έχουν ήδη ανακοινωθεί στις εξής επιστημονικές διεθνείς συναντήσεις:

1. 23ο Συνέδριο της Ευρωπαϊκής Σεισμολογικής Επιτροπής ,  
7 - 12 Σεπτεμβρίου, 1992.
2. Διεθνής Συνάντηση για την Πρόσφατη Εξέλιξη και Σεισμικότητα  
της Περιοχής της Μεσογείου, Σικελία, 18 - 27 Σεπτεμβρίου,  
1992.
3. 18ο Συνέδριο της Ευρωπαϊκής Γεωφυσικής Εταιρείας,  
3 - 7 Μαΐου, 1993.

Επίσης, έχουν γίνει οι εξής δημοσιεύσεις:

1. Papadopoulos,G.A., 1992. Rupture zones of strong earthquakes  
in the Thessalia region, Central Greece. Proc. XXIII  
General Assembly of ESC, v. II, Czechoslovak Academy of  
Sciences, 337 - 340.
2. Papadopoulos,G.A., 1993. Tectonic and seismic processes of  
various space and time scales in the Greek area. In:  
Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean  
Region, NATO ASI Series, Kluwer , 239-249.
3. Papadopoulos,G.A. and Paliatsos,G., 1993. Fractal geometry  
of active fault systems in Greece. Ann. Geophys., Suppl. II  
to vol. 11, C 302.

## ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΕΚΤΕΛΕΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ

Η πρώτη Φάση του έργου διεξήχθη απρόσκοπτα, εντός των προβλεπομένων χρονικών ορίων και σύμφωνα με τους όρους της σύμβασης, όπως προκύπτει και από υπηρεσιακό σημείωμα της υπηρεσιακής συντονίστριας του προγράμματος.

Προκειμένου να ξεκινήσει η δεύτερη Φάση ο Επιστημονικός Υπεύθυνος υπέβαλε στον ΟΑΣΠ τρεις επιστολές στις 10-5-93, 1-12-93 και 9-3-94 ζητώντας την καταβολή της δεύτερης δόσης η οποία τελικά κατεβλήθη στις 24-8-94 με αποτέλεσμα ο αρχικός χρονικός προγραμματισμός του έργου να ανατραπεί εντελώς. Συνεπώς, χωρίς ευθύνη του Επιστημονικού Υπευθύνου η εκτέλεση της δεύτερης Φάσης μετετέθη σε χρονικό διάστημα κατά πολύ μεταγενέστερο εκείνου που λογικά προέκυπτε από τη σύμβαση και ενώ ο Επιστημονικός Υπεύθυνος είχε ήδη αναλάβει νέες υποχρεώσεις.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 1990. Seismicity associated strain of Central Greece between 1890 and 1968. Geophys. J. Int., 663-708, 101.
- Caputo, R., 1990. Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene - Quaternary basins of Thessaly (central Greece). Scient. Annals of the Geol. Departm., Univ. of Thessaloniki, Thessaloniki, Greece, v. 12 (in English).
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1986. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1985. Univ. Thessaloniki Geophys. Lab. Publ. 1.
- Papadopoulos, G.A., 1992. Rupture zones of strong earthquakes in the Thessalia region, Central Greece. XXIII General Assembly of the European Seismological Commission, Programme and Abstracts, Prague, Czechoslovakia, 7 - 12 September 1992.
- Papadopoulos, G.A., 1992. Tectonic and seismic processes of various space and time scales in the Aegean area. International School of Solid Earth Geophysics, 8th Course: Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region, Abstracts, 26, Erice-Sicily, 18-27 September, 1992.
- Papadopoulos, G.A. and Paliatsos, G., 1993. Fractal geometry of active fault systems in Greece. XVIII General Assembly of the European Geophysical Society, Wiesbaden, 3-7 May 1993, Annales Tectonicae, Part II, Suppl. II to vol. 11, C302, 1993.

Π Α Ρ Α Ρ Τ Η Μ Α    Ι

Διπλωματική Εργασία του κ. Γ. Παλιατσού

# ΣΧΟΛΗ ΙΚΑΡΩΝ



ΕΔΡΑ: ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ

ΜΑΘΗΜΑ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ: Δρ. Γ. Α. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ

## ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΤΟΥ ΙΚΑΡΟΥ IV (ΜΑ Ε)

ΠΑΛΙΑΤΣΟΥ..... ΓΕΩΡΓΙΟΥ.....

ΘΕΜΑ: ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ  
ΜΕ ΤΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛΣ

ΜΗΝΑΣ : ΜΑΡΤΙΟΣ  
ΕΚΤΥΠΩΣΗ ΥΑΕ

ΑΥΞ. ΑΡΙΘ. :  
ΕΤΟΣ : 1993.....

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ .....	1
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο : ΠΕΡΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ</b>	
1.1 ΠΕΡΙ ΡΗΓΜΑΤΩΝ .....	6
1.2 ΓΕΩΜΕΤΡΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ .....	7
1.3 ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ .....	10
1.4 ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΙ ΤΑΦΡΟΙ ΚΑΙ ΚΕΡΑΤΑ .....	15
1.5 ΡΗΓΜΑΤΑ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΕΓΚΑΡΣΙΕΣ ΔΟΜΕΣ ...	18
1.6 ΡΗΓΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΤΥΧΕΣ .....	19
1.7 ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΧΑΡΤΗ .....	21
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο : ΜΕΛΕΤΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛΣ</b>	
2.1 ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΦΡΑΚΤΑΛΣ	
2.1.1. ΧΑΟΣ - ΜΙΑ ΝΕΑ ΕΠΙΣΤΗΜΗ .....	28
2.1.2. ΤΙ ΕΙΝΑΙ ΦΡΑΚΤΑΛΣ .....	29
2.1.3. ΤΟ ΞΕΚΙΝΗΜΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ...	32
2.1.4. ΠΩΣ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΝΤΑΙ ΤΑ ΦΡΑΚΤΑΛ ....	35
2.1.5. ΦΡΑΚΤΑΛ ΣΧΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΘΕΩΡΙΑ ΤΟΥ ΧΑΟΥΣ .	35
2.1.6. ΦΡΑΚΤΑΛ " ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ " .....	36
2.1.7. Η ΓΛΩΣΣΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛΣ .....	39
2.1.8. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΩΝ...	41

2.2	ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ	
2.2.1.	ΦΡΑΚΤΑΑ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΑ ΚΑΙ ΤΟΠΟΛΟΓΙΑ ...	42
2.2.2.	ΦΡΑΚΤΑΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΙ .....	43
2.2.3.	ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΣΧΕΣΗΣ G-R ΜΕ ΤΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΑΣ .....	44
2.2.4.	ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ ΚΑΙ ΦΡΑΚΤΑΑ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ .....	47
2.2.5.	ΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΕΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΦΡΑΚΤΑΑ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ .....	48
2.3	ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ	
2.3.1.	ΦΡΑΚΤΑΑ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΙΑΠΩΝΙΑ.	51
2.3.2.	ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ .....	52
2.3.3.	ΔΕΔΟΜΕΝΑ .....	53
2.3.4.	ΦΡΑΚΤΑΑ ΔΙΑΣΤΑΣΗ .....	54
2.3.5.	ΣΥΜΕΡΑΣΜΑΤΑ .....	58
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο : ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΜΕ ΦΡΑΚΤΑΑ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ (ΔΕΔΟΜΕΝΑ-ΜΕΘΟΔΟΣ)		
3.1	ΠΗΓΕΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	
3.1.1.	ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ .....	61
3.1.2.	ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΠΟΥ ΕΠΙΛΕΧΘΗΚΑΝ .....	62
3.1.3	ΚΑΤΑΛΟΓΟΙ ΣΕΙΣΜΩΝ .....	68
3.1.4.	ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ .....	85
3.2	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΠΟΥ ΕΦΑΡΜΟΣΤΗΚΕ	88
3.2.1.	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΤΟΥ ΚΙΝΟΥΜΕΝΟΥ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ .....	89
3.2.2.	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΤΡΟΠΟΥ ΠΟΥ ΕΦΑΡΜΟΣΤΗΚΕ.	90



3.2.3. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ $b$ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΠΕΡΙΟΧΗ .....	91
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο : ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΜΑ ΦΡΑΚΤΑΛ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ( ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ).	
4.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΡΗΓΜΑΤΑ , ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ .....	99
4.2 ΑΠΟΤΑΛΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΕΠΙΚΕΝΤΡΑ , ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ .....	120
4.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟ $b$ , ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ .....	138
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5ο : ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....	145
ΕΠΙΛΟΓΟΣ	150
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	154
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ	157

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Δεν πανε πολλά χρονια , απο τοτε ( τελη δεκαετιας του '60) που ενας Γαλλος μαθηματικος , Dr. Benoit Mandelbrot , εισηγαγε " καινα δαιμονια " στο χωρο των μαθηματικων .Αρχισε να μιλαει για κατι περιεργες μορφες καμπυλων και για ακομη πιο περιεργα σχηματα . Ηταν η αρχη της "φρακταλ γεωμετριας " που ομως τοτε αντιμετωπισε παρα πολυ "αντισταση" - οπως καθε-τι καινουργιο αλλωστε - .

Λιγα χρονια αργοτερα οι επιστημονες της θεωρητικης φυσικης αρχισαν να μιλουν για μια καινουργια θεωρια , τη θεωρια του ΧΑΟΥΣ οπως επισης και για διαφορα " χασοτικα φαινομενα ". Λιγο πολυ η θεωρια του χαους και η φρακταλ γεωμετρια αρχισαν να δειχνουν τη συγγενεια τους . Ετσι τελικα η φρακταλ γεωμετρια δεν ειναι τιποτε αλλο απο ενα κλαδο των μαθηματικων , γεωμετρια της φυσικης οπως αποκαλειται , και αποτελει ενα μερος της θεωριας του χαους .

Αργησε πολυ να γινει δεκτη αυτη η γεωμετρια παροτι ειναι ενα χρησιμοτατο εργαλειο και γινεται ακομη πιο χρησιμο με την αλματωδη εξαπλωση των ηλεκτρονικων υπολογιστων . Παντως ακομη και σημερα λιγοι ειναι αυτοι που ασχολουνται με τα φρακταλς και τις εφαρμογες τους . Και οι εφαρμογες των φρακταλς δεν ειναι και λιγες . Βρισκουν εφαρμογη στα γραφικα των υπολογιστων , στη Βιολογια , στα Οικονομικα , στην Ιατρικη , στη Τοπολογια , στα Μαθηματικα , στη Φυσικη , τη Χημεια και αλλες επιστημες .

Ακόμη τα φρακταλς περιγράφουν πολύ καλά διαφορά τοπία και γενικότερα αναπαριστούν φυσικά αντικείμενα που είναι αδύνατο να παρασταθούν με άλλο τρόπο εκτός φυσικά από τη φωτογράφιση.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η εφαρμογή των φρακταλς στη σεισμολογία που είναι και το αντικείμενο αυτής της διπλωματικής εργασίας .Παρουσιάζει επιστημονικό ενδιαφέρον να βρεθεί ένας τρόπος έκφρασης της σεισμικότητας μιας περιοχής με βάση τη φρακταλ γεωμετρία . Όπως είναι γνωστό αλλωστε το φαινόμενο των σεισμών είναι ένα τυχαίο γεγονός και γίνεται εντελώς " τυχαία " σε τοπο και χρόνο .Άρα στην ουσία είναι σα να έχουμε μια τυχαία κατανομή δεδομένων και επομένως είναι πιθανόν να υπάρχει κάποια σχέση με τις τυχαίες κατανομές των φρακταλς .

Λίγοι επιστήμονες έχουν ασχοληθεί με την εφαρμογή της φρακταλ γεωμετρίας στη σεισμολογία . Λίγοι είναι και αυτοί που ασχολούνται με την εφαρμογή των φρακταλς στη τοπολογία και τη γεωφυσική . Πάντως στον Ελληνικό χώρο ο γεωφυσικός Δρ. Γερ. Α. Παπαδοπούλος και οι συνεργάτες του έχουν κάνει αρκετές προσπάθειες και μελέτες που συσχετίζουν ή χρησιμοποιούν τη φρακταλ γεωμετρία στη σεισμολογία και τη γεωφυσική .

Πρόσφατα παρουσιάστηκε μια μελέτη με θέμα τη χρονική κατανομή των σεισμών και τη συνδεση τους με τα φρακταλς (Papadopoulos and Dedousis , 1991 ) . Τα αποτελεσματα της ήταν αρκετά σημαντικά και ενισχύουν την ιδέα της εφαρμογής των φρακταλς στη σεισμολογία.

Αυτή η μελέτη που παρουσιάζουμε πραγματεύεται την εξεύρεση

τρόπου έκφρασης της σεισμικότητας κάποιας περιοχής με βασικό εργαλείο τη φρακταλ γεωμετρία . Η μελέτη αυτή , της σεισμικότητας , είχε τρεις φάσεις εφαρμογής :

- α) Μελέτη κατανομής σεισμικών ρηγμάτων στο γεωγραφικό επίπεδο
- β) Μελέτη κατανομής σεισμικών επίκεντρων στο γεωγραφικό επίπεδο , και
- γ) Μελέτη κατά μέγεθος κατανομής σεισμών στο χρόνο .

Για τις δυο πρώτες φάσεις χρησιμοποιήθηκε ως εργαλείο η γεωμετρία των φρακταλς ενώ για τη τρίτη όχι . Η προσπάθεια μας ήταν να φτιαξουμε κάποια " φρακταλ αντικείμενα " από τις κατανομές των σεισμικών ρηγμάτων ή των επίκεντρων και να μελετήσουμε τις κατανομές αυτές με βάση τη φρακταλ γεωμετρία .

Από αυτή τη μελέτη βγαίνουν αρκετά συμπεράσματα χρήσιμα για τη σεισμολογία και παρουσιάζονται αναλυτικά στο τελευταίο κεφάλαιο της εργασίας αυτής .

Αυτή η μελέτη αποτελεί τη Διπλωματική Εργασία μου , που κατατέθηκε στη Σμηνάρχεια Ακαδημαϊκής Εκπαίδευσης της Σχολής Ικάρων και είναι αποτέλεσμα αφογής συνεργασίας μεταξύ εμου και του καθηγητού της Γεωφυσικής Δρ.Γερ.Α. Παπαδοπούλου , τον οποίο και ευχαριστώ θερμα για την πολυτιμη καθοδηγηση και τις γνώσεις που μου προσεφερε . Χωρίς τις συμβουλές του θα ήταν αδυνατό να ολοκληρωθεί η εργασία ετούτη .

Επίσης ευχαριστώ θερμα τη διδα Γεωργανα Αμαλία για τη πολυτιμη συμπαράσταση της και φυσικά ευχαριστώ όλους όσους με βοήθησαν στην εκπόνηση της διπλωματικής μου εργασίας και

δε ξεχνω να ευχαριστήσω τη Σχολή Ικαρών για τα εφοδια , τα  
μεσα και τις γνώσεις που μου παρείχε .

Τελος θεωρω υποχρεωση μου να εκφρασω τις ευχαριστιες μου  
στους ανθρωπους που εχουν σταθει διπλα μου σε ολα τα σταδια  
της ζωης μου και στους οποιους αφιερωνω αυτη την εργασια.

Αφιερωμενο στους Γονεις μου.

ΑΘΗΝΑ 1993

ΙV ΠΑΛΙΑΤΣΟΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

Κ Ε Φ Α Λ Α Ι Ο   Π Ρ Ω Τ Ο  
Π Ε Ρ Ι   Γ Ε Ω Λ Ο Γ Ι Κ Ω Ν   Κ Α Ι   Σ Ε Ι Σ Μ Ι Κ Ω Ν   Ρ Η Γ Μ Α Τ Ω Ν

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται μια προσπάθεια παρουσίασης και ανάλυσης της εννοιολογικής σημασίας των ρηγμάτων - γεωλογικών και σεισμικών - και ταυτόχρονη ανάλυση των ειδών των ρηγμάτων και των χαρακτηριστικών τους. Αποτελεί μια θεωρητική προσέγγιση και έχει ως σκοπό την ενημέρωση του αναγνώστη για τη σημασία του σεισμικού ρήγματος τα χαρακτηριστικά και τις ιδιότητες του.

### 1.1 ΠΕΡΙ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Στο στερεό φλοιό της Γης προκαλούνται παραμορφώσεις λόγω των τεκτονικών κινήσεων, οριζόντιων και κατακόρυφων, των επιφανειακών τεμαχών της στερεάς Γης. Οι παραμορφώσεις αυτές διακρίνονται σε μικρής κλίμακας, όπως διαρρήξεις και πτυχώσεις, και μεγάλης κλίμακας που είναι κυρίως οι ορογενέσεις.

Όπως είναι γνωστό τα πετρώματα έχουν ένα όριο αντοχής. Όμως τόσο τα πετρώματα όσο και τα στρώματα του φλοιού της Γης δέχονται τεκτονικές ή μαγματικές δυνάμεις και είναι δυνατόν να θραύσουν αν αυτές υπερβούν το όριο αντοχής των συγκεκριμένων πετρωμάτων ή στρωμάτων. Έτσι λοιπόν δημιουργούνται επιφάνειες, οι καλούμενες ρηξιγενείς, και διακρίνονται σε διάφορες κατηγορίες, οι οποίες είναι οι παρακατω :

#### α. ΚΑΤΑΤΜΗΣΕΙΣ ή ΚΑΤΑΚΛΑΣΕΙΣ ή ΔΙΑΤΜΗΣΕΙΣ

Μια ρηξιγενής επιφάνεια θεωρείται κατάτμηση όταν δεν παρατηρείται μετακίνηση των δυο τμημάτων στα οποία χωρίζει η επιφάνεια αυτή το πέτρωμα ή τα στρώματα .

#### β. ΡΗΓΜΑΤΑ και ΔΙΑΚΛΑΣΕΙΣ

Μια ρηξιγενής επιφάνεια θεωρείται ρήγμα όταν παρατηρείται εκτός από τη διάρρηξη , και μετατόπιση των δυο τμημάτων . Αυτό συνεπάγεται τη δημιουργία τεκτονικών ασυνεχειών εξαιτίας των ρηγμάτων . Οι ασυνέχειες που σχηματίζονται λέγονται " διακλάσεις" ( Joint , kluft ) όταν η μετατόπιση επί των ρηξιγενών επιφανειών είναι μηδέν , ενώ σπανιότερα είναι δυνατόν να παρατηρηθούν κάθετα προς αυτές μικρές μετατοπίσεις . Όταν οι μετατοπίσεις παραλλήλως της ασυνέχειας είναι μεγαλύτερες του μηδενός τότε μιλούμε για ρήγματα ( fault, Verwerfung) . Τα ρήγματα διακρίνονται σε :

- (i) Σεισμικά
- (ii) Ενεργά
- (iii) Μη ενεργά

#### 1.2 ΓΕΩΜΕΤΡΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Τα κύρια γεωμετρικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων που προσδιορίζονται και μετριοούνται στο ύπαιθρο είναι : (σχ.1.1)

- Το επίπεδο της ρηξιγενοῦς επιφάνειας ή επίπεδο ρήματος (EP) το οποίο προσδιορίζεται στο χώρο από τα γραμμικά στοιχεία διεύθυνση ή παράταξη (γωνία με το βορρά , 0-360) και κλίση (γωνία με το οριζόντιο επίπεδο, 0-90 ) .

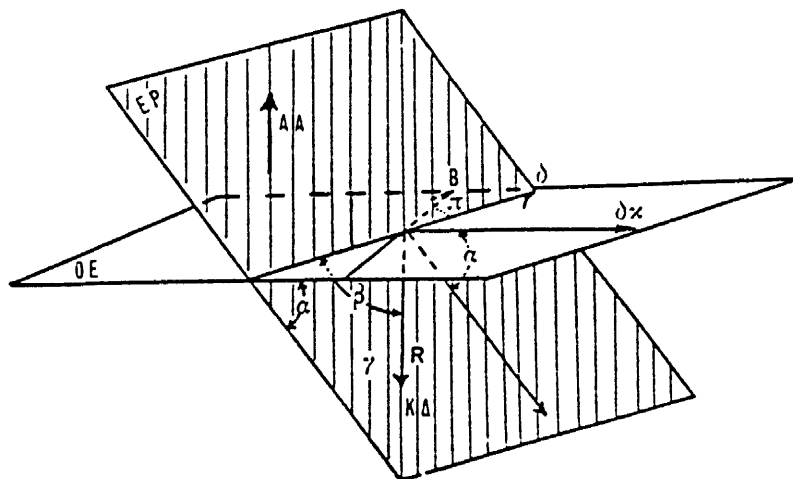
- Το διάνυσμα της σχετικής κίνησης των αποχωρισθέντων τεμα-



χών (R).

Το διάνυσμα της κίνησης βρίσκεται πάνω στο επίπεδο του ρήγματος, η διεύθυνση του ορίζεται από τη γωνία της τεκτονικής γράμμωσης με το οριζόντιο επίπεδο (γωνία pitch η οποία είναι πάντα οξεία), η φορά του διαπιστώνεται με τις μικροτεκτονικές γραμμώσεις όπως αναφέρθηκε προηγουμένως και το μέτρο του υπολογίζεται από τη σχετική μετατόπιση των δυο τεμαχών. Ο προσανατολισμός της φοράς της τεκτονικής γράμμωσης, δηλαδή του διανύσματος της κίνησης γίνεται σε σχέση με τα σημεία του ορίζοντα (κατεύθυνση βύθισης του διανύσματος). Όλες αυτές οι μετρήσεις γίνονται στο ύπαιθρο με γεωλογική πυξίδα ακριβείας. Τέλος, με τη φορά της σχετικής κίνησης χαρακτηρίζονται τα είδη των ρηγμάτων σαν κανονικά (normal) ανάστροφα (reverse) και οριζόντιας μετατόπισης (strike slip),

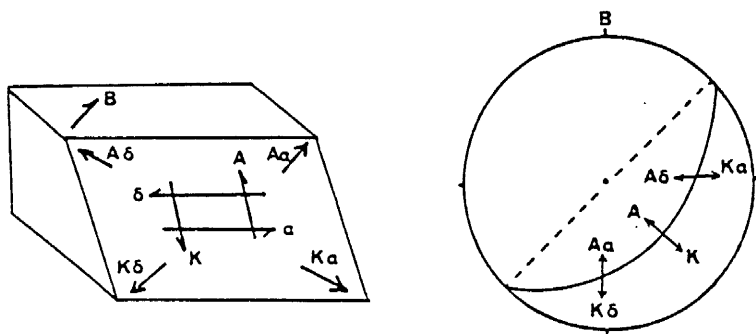
τα οποία διακρίνονται σε δεξιόστροφα (dextral) και αριστερόστροφα (sinistral) με όλους τους ενδιάμεσους συνδυασμούς τους.



Σχ. 1.1 Μέτρηση γεωμετρικών στοιχείων ρηγμάτων, EP επίπεδο ρήγματος, B διεύθυνση μαγνητικού βορρά, δ διεύθυνση του

EP (παράταξη) , δκ διεύθυνση κλίσης , π γωνία παράταξης (αζιμούθιο) , α γωνία κλίσης , γ γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης , β γωνία pitch , ΚΔ περίπτωση κανονικού ρήγματος με δεξιόστροφη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης , ΑΑ ανάστροφο ρήγμα με αριστερόστροφη συνιστώσα.

Τα παραπάνω στοιχεία φαίνονται στο παρακάτω σχήμα (Σχ.1.2)



Σχ.1.2 Απεικόνιση των σχετικών κινήσεων τεμάχους που απουσιάζει σε μια κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος (παράταξης 45 , κλίσης 45 ΝΑ ) και οι αντίστοιχες στερεογραφικές προβολές. Β:Βορράς, Κ: κανονική κίνηση , Α: ανάστροφη , δ : δεξιόστροφη , α: αριστερόστροφη και οι συνδιασμοί τους. ( τροποποιημένο σχήμα απο Vialon et al. 1976).

Το διάνυσμα της κίνησης αναλύεται στις εξής τρεις συνιστώσες στο τρισσορθογώνιο σύστημα (Σχ.1.3).

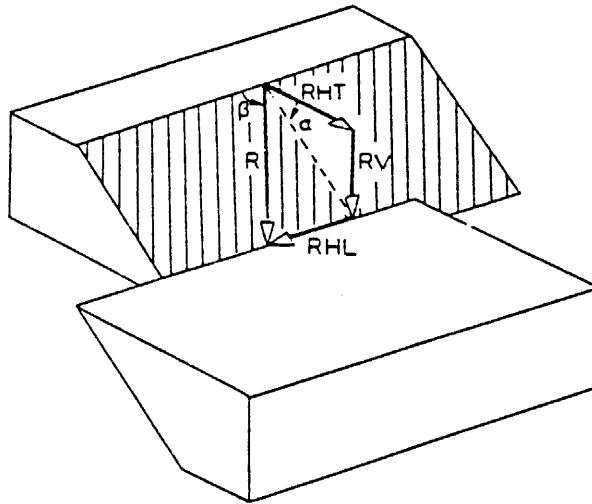
$$R = RV + RHT + RHL$$

Οπου RV : κατακόρυφη συνιστώσα.

RHT : οριζόντια εγκάρσια συνιστώσα (κάθετη στη διεύθυνση

του ρήγματος)

RHL : οριζόντια πλευρική συνιστώσα (παράλληλη προς τη διεύθυνση του ρήγματος ).



σχημα 1.3

Οι συνιστώσες αυτές συνδέονται με το διάνυσμα της κίνησης (συνισταμένη) με τις γνωστές τριγωνομετρικές σχέσεις:

$$RV = R \eta\mu\beta \eta\mu\alpha$$

$$RHT = R \eta\mu\beta \sigma\upsilon\nu\alpha$$

$$RHL = R \sigma\upsilon\nu\beta$$

οπου  $\alpha$  είναι η γωνία κλίσης του επιπέδου του ρήγματος και  $\beta$  η γωνία της τεκτονικής γραμμωσής ολίσθησης με το οριζόντιο επίπεδο (γωνία pitch).

### 1.3 ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Εστω δυο τεμάχια ενός γεωλογικού σώματος τα οποία

μετατοπίζονται κατά μήκος μιας ρηξιγενούς επιφάνειας σε μια τυχούσα διεύθυνση , το μήκος μετατόπισης σ'αυτή τη διεύθυνση λέγεται " πραγματικό μήκος μετατόπισης " (net slip ,Verschiebungsbetrag ).

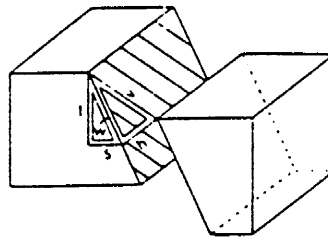
Αυτό μπορεί να αναλυθεί ( σχ.1.4 ) σε δυο συνιστώσες μια κατά το μήκος της διεύθυνσης του ρήγματος " αποχωρισμός κατά τη διεύθυνση"  $h$  ( strike component , soehlige Schubweite) και μια στη διεύθυνση κλίσεως του ρήγματος " αποχωρισμός κατά τη κλίση"  $w$  ( dip component , Schubweite ) . Κάθετα στη διεύθυνση του ρήγματος βρίσκονται δυο άλλα στοιχεία , το "κατακόρυφο άλμα "  $t$  ( vertical component , saigere sprunghoehe ) και το " οριζόντιο άλμα "  $s$  ( horizontal component , soehli-ger Ve-schiebungsbetrag ) που είναι συνιστώσες του αποχωρισμού κατά τη κλίση. Είναι προφανές ότι θα ισχύουν οι σχέσεις

$$V = (W^2 + h^2)^{1/2}$$

$$W = (t^2 + s^2)^{1/2}$$

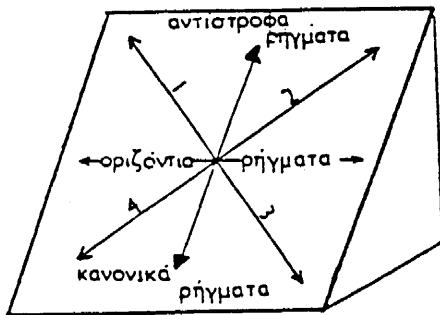
Οι μετατοπίσεις παράλληλα στη ρηξιγενή επιφάνεια μπορούν να είναι μερικά εκατοστά ,είναι όμως δυνατόν να ανέρχονται και σε πολλά χιλιόμετρα.Ιδιαίτερα μεγάλες μετατοπίσεις επιδεικνύονται σε ρήγματα όπου ολόκληροι ήπειροι μετατοπίζονται και απομακρύνονται μεταξύ τους. Αντίθετα οι μετατοπίσεις προς το βάθος του φλοιού της γης είναι προβληματικές αφ'ενος λόγω προβλημάτων χώρου αφ'ετέρου λόγω της κυριαρχίας της πλαστικότητας στα κατώτερα τεκτονικά πατώματα .Γενικώς τα ρήγματα μπορούν να πάρουν οποιαδήποτε θέση στη γήινη επιφάνεια ,

αναλόγως δε της κινηματικής τα διακρίνουμε σε ανάστροφα , κανονικά και πλάγια . Στα αντίστροφα ή ανάστροφα ρήγματα (reverse fault) το ανώτερο τέμαχος ή οροφή κινείται προς το κατώτερο , τη βάση .



Σχημα 1.4. Συνιστώσες μετατοπίσεως ενός ρήγματος.

Αν η ρηξιγενής επιφάνεια αυτών των ρηγμάτων κλίνει με γωνία μεγαλύτερη απο 45 μοίρες λέγονται "επωθήσεις" (Aufschiebung), αν δε μικρότερη "επιπεύσεις" ( overthrust , Überschiebung). Στα " κανονικά ρήγματα " (normal fault , Abschiebung) συμβαίνουν απωθήσεις των δυο τεμαχίων (σχ.1.5).

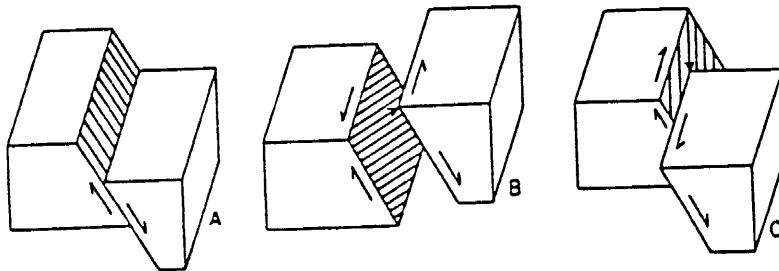


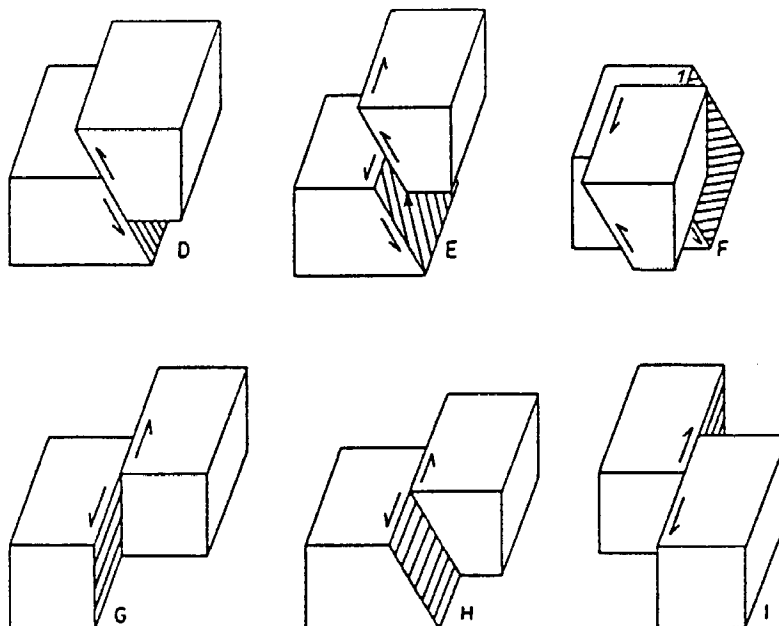
- 1 πλάγια αριστερόστροφη επώθηση
- 2 πλάγια δεξιόστροφη επώθηση
- 3 πλάγιο δεξιόστροφο κανονικό ρήγμα
- 4 πλάγιο αριστερόστροφο κανονικό ρήγμα

Σχημα 1.5. Ταξινόμηση των ρηγμάτων αναλόγως της διεύθυνσεως της πραγματικής μετατοπίσεως.

Τα "πλάγια ρήγματα" (oblique slip fault, Schragabschiebung) μπορεί να είναι κανονικά ή ανάστροφα. Κάποτε στα ανάστροφα ρήγματα, κινείται, μόνο η βάση ώστε να σχηματίζονται "υποθήσεις" (Untervorschiebung).

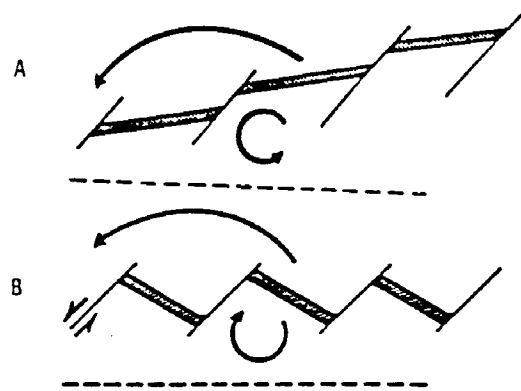
Στα "οριζόντια ρήγματα" (strike slip fault, Seitenverschiebung) έχουμε μετατόπιση παράλληλη προς τη διεύθυνση του ρήματος. Στο σχήμα 1.6 φαίνονται: Α) κανονικό ρήγμα, Β) πλάγιο κανονικό ρήγμα αριστερόστροφο, C) πλάγιο κανονικό ρήγμα δεξιόστροφο D) επώθηση, Ε) πλάγια επώθηση αριστερόστροφη, F) πλάγια επώθηση δεξιόστροφη, G) οριζόντιο αριστερόστροφο ρήγμα με κατακόρυφη ρηξιγενή επιφάνεια, Η) οριζόντια αριστερόστροφα ρήματα με ισχυρά κλίνουσα ρηξιγενή επιφάνεια, Ι) οριζόντια δεξιόστροφα ρήματα με κατακόρυφη ρηξιγενή επιφάνεια.





Σχ. 6. Κινηματικοί τυποι ρηγμάτων.

Αναλόγως της σχέσεως κλίσεως των ρηγμάτων και της κλίσεως των στρωματων που μετατοπιζονται διακρινουμε " ομοθετικα ή συνθετικα και αντιθετικα ρηγματα" (synthetic and antithetic fault). Στα πρώτα οι κλίσεις ρηγμάτων των στρωμάτων συμφωνούν ενώ στα δευτερα αντιτιθενται. (σχ.1.7).



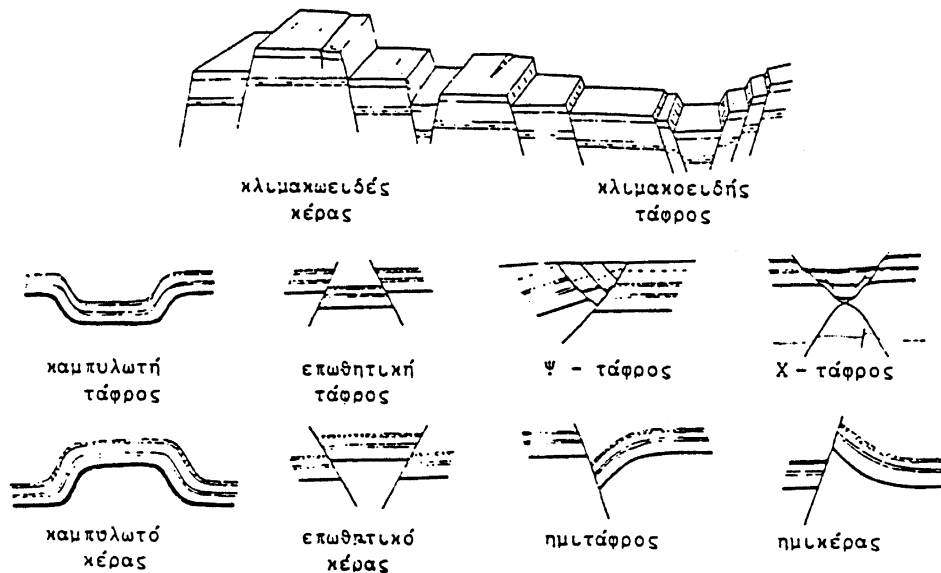
Σχ.1.7. Ομοθετικά (Α) και αντιθετικά ρηγματα.  
Διακεκομμένη γραμμή= αρχικό μήκος στρωματων.

Αναλόγως της σχέσης της διεύθυνσης των ρηγματων διακρινουμε ρηγματα με διεύθυνση παραλληλη εκείνης των στρωματων τα "επιμήκη" (Langsverschiebungen) με διεύθυνση διαγώνιο τα "διαγώνια" (diagonalverschiebungen) και τα "εγκάρσια" (traverse fault, Querverschiebung) με διεύθυνση καθετο.

#### 1.4 ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΙ ΤΑΦΡΟΙ ΚΑΙ ΚΕΡΑΤΑ

Τεκτονικοί ταφροι (graben) είναι επιμηκείς και στενές ζώνες πετρωματων οι οποίες έχουν βυθιστεί σε σχέση με τα γειτονικά πετρώματα. Πολύ συχνά οι ζώνες αυτές περιορίζονται εκατέρωθεν από περιθωριακά ρηγματα που έχουν κλίσεις ως επί το πλείστον μεγαλύτερες από 45 μοίρες και διευθυνομένες προς το κέντρο της ταφρου. Οι επιμηκείς ζώνες πετρωματων που παραμένουν στη θέση τους ή ανυψώνονται και περιορίζονται από περιθωριακά ρηγματα που συγκλίνουν προς αυτές λέγονται τεκτονικά κεράτα (horst).





σχ.1.8. Μερικοί τύποι τεκτονικών τάφρων και κεράτων.

Συχνά τάφροι και κέρατα σχηματίζουν κλιμακωειδεις δομες που λέγονται "κλιμακωτοί τάφροι και κέρατα " αντιστοιχα, ενώ συγχρονως τα μεταξύ των ρηξιγενων επιφανειων τεμαχη είναι δυνατον να στρεφονται ωστε να σχηματίζουν "κεκλιμένα ρηξιγενή τεμάχη " .

Σε πολλές περιπτώσεις , ιδιαίτερα όταν η παραμόρφωση δεν είναι τόσο ισχυρη , στη θέση των περιθωριακων ρηγμάτων τεκτονικών τάφρων και κεράτων εμφανίζονται καμπυλωσεις ωστε οι προκυπτουσες δομες να λεγονται αντιστοιχα "καμπυλωτη ταφος και κέρασ ". Σχηματισμος της ρηξιγενους επιφανειας με συγχρονη καμπύλωση του ενος μονο τεμαχους δινει γενεσή στις ημιταφρους και ημικερατα ή ασυμμετρους ταφρους και κερατα αντιστοιχα

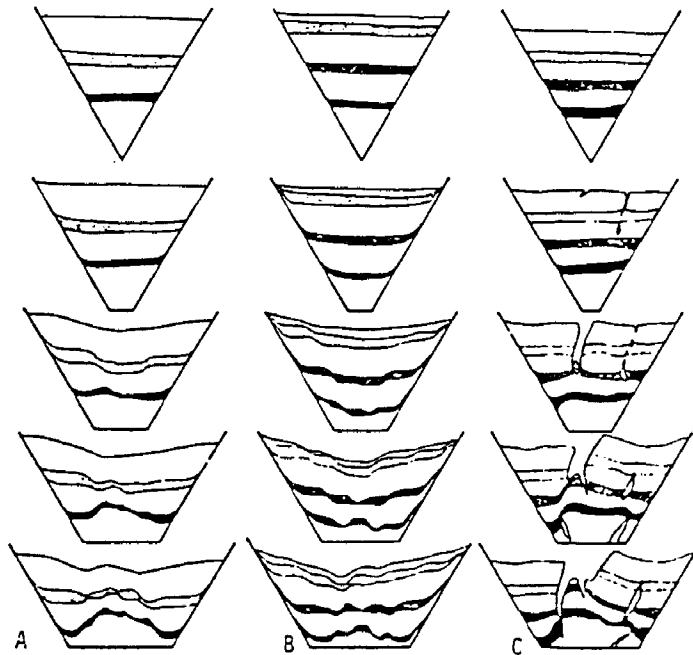
(σχ.1.8).

Το γεγονός ότι οι τάφροι δεν σχηματίζονται αποκλειστικά από κανονικά ρήγματα φαίνεται από την ύπαρξη " επωθητικών τάφρων και κεράτων " .

Αναλόγως του γεωμετρικού σχήματος των ρηξιγενών επιφανειών διακρίνουμε Υ-τάφρους και Χ-τάφρους (σχ.1.8). Πολύ νωρίς στην ιστορία της τεκτονικής εξετάστηκε η μηχανική της γένεσης των τεκτονικών τάφρων με τη βοήθεια πειραμάτων. Στρώματα αργιλλών βυθίστηκαν κατά τη διάρκεια αμφιπλευρού εφελκυσμού.

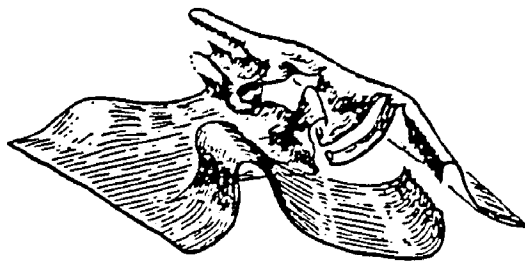
Σ' αυτά τα πειράματα είναι εύκολα κατανοητό ότι τίθεται το θέμα του χώρου που καταλαμβάνει το τμήμα που βυθίστηκε . Γι αυτό το λόγο προτάθηκε ο μηχανισμός μιας " κορυφιαίας ταφρού" μιας ταφρού δηλαδή που σχηματίστηκε στη κορυφή μιας αψίδας. Κατ' αυτό το τρόπο δε χρειάζεται να βυθιστεί ένα τεμάχιο στο βάθος του φλοιού της Γης και επίσης δεν είναι απαραίτητο να δεχθούμε ότι τα ρήγματα φτάνουν σε μεγάλα βάθη .Ένα άλλο πρόβλημα διαπραγματεύεται την εσωτερική παραμόρφωση των ταφρών επίσης με τη βοήθεια πειραμάτων. Παρατηρήθηκε (σχ.1.9) ότι στο κέντρο των ταφρών σχηματίζονται μικρά κεράτα και ότι γενικώς η παραμόρφωση αυξάνεται στα επιφανειακά και κεντρικά τμήματα της ταφρού . Παρόμοιες τεκτονικές δομές έχουν περιγραφεί από τη ταφρού του Ρήνου και άλλες όπου ένα κεντρικό κεράς χωρίζει δύο πλαγίες ταφρους .

Σχ.1.9. Πειράματα ταφρών με άμμο ίσου κοκκομετρικού μεγέθους σε ξηρή άμμο (C) και σε υγρή άμμο (A ,B )



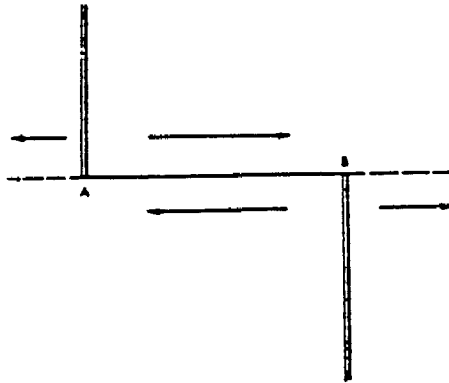
### 1.5 ΡΗΓΜΑΤΑ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΕΓΚΑΡΣΙΕΣ ΔΟΜΕΣ

Συχνά μεγάλα ρηγματα είναι γενετικά συνδεδεμένα με μεγάλους γεωτεκτονικούς σχηματισμούς. Έτσι εξαιτίας διαφορετικών κινήσεων τεμαχών μιας πτυχώσεως μπορούν να σχηματιστούν οριζόντια ρηγματα τα "ρηγματα αποχωρισμού" (σχ. 1.10 )



σχ.1.10. Ρηγμα συγχρονο με ιζηματογένεση.

Επίσης τα οριζοντια ρηγματα που επισημαινουν τα ορια λιθοσφαιρικων πλακων και τελειωνουν τη πορεια τους στα ορια μιας αλλης λιθοσφαιρικης πλακας λεγονται ρηγματα μετασχηματισμου (σχ.1.11).

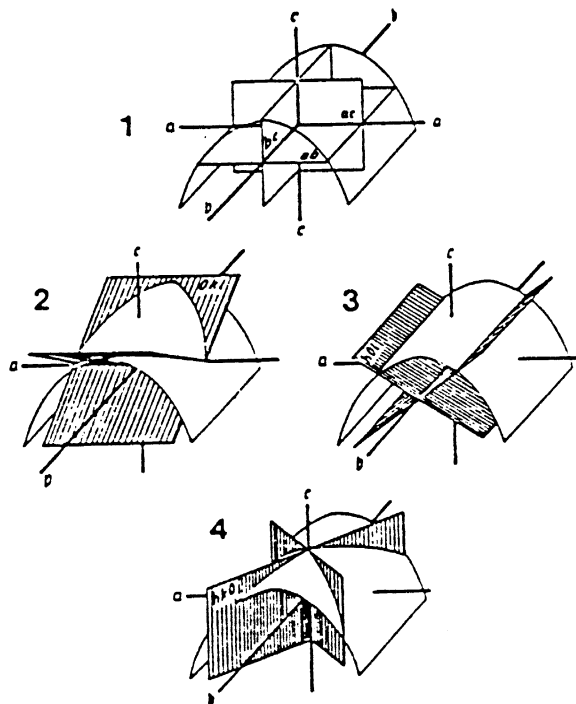


σχ.1.11. Ρηγματα μετασχηματισμου.

## 1.6 ΡΗΓΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΤΥΧΕΣ

Κατα την πτυχωση αλλα ως επι το πλειστον στα τελευταια σταδια της πτυχωσης ρηγματα και διακλασεις παραμορφωνουν και μετατοπιζουν τα σκελη των πτυχων . Πτυχες και ρηγματα εμφανιζουν συμμετρικες σχεσεις μεταξυ τους . Το συστημα συντεταγμενων  $a, b, c$  που χρησιμοποιειται για τη περιγραφη μιας πτυχης (σχ. 1.12,1 ) χρησιμοποιειται επισης και για τη περιγραφη των ρηγματων που συσχετιζονται γενετικα με τη πτυχή.Ενα ρηγμα που τεμνει ολους τους αξονες συμβολιζεται με τα συμβολα  $h, k, l$ . Στα ρηγματα με διευθυνση παραλληλη σε ενα δομικο αξονα θετουμε μηδεν στο αντιστοιχο ψηφιο . Δηλαδη

ρηγματα  $Ok1$  ,  $h0l$  και  $hk0$  είναι αντιστοίχα παράλληλα στους ιστολογικούς άξονες  $a, b, c$  (σχ.1.12 ). Τα ρηγματα αυτά λέγονται ρηγματα διατμήσεως.



σχ.1.12. Συμμετρικές σχέσεις πτυχής ρηγμάτων.

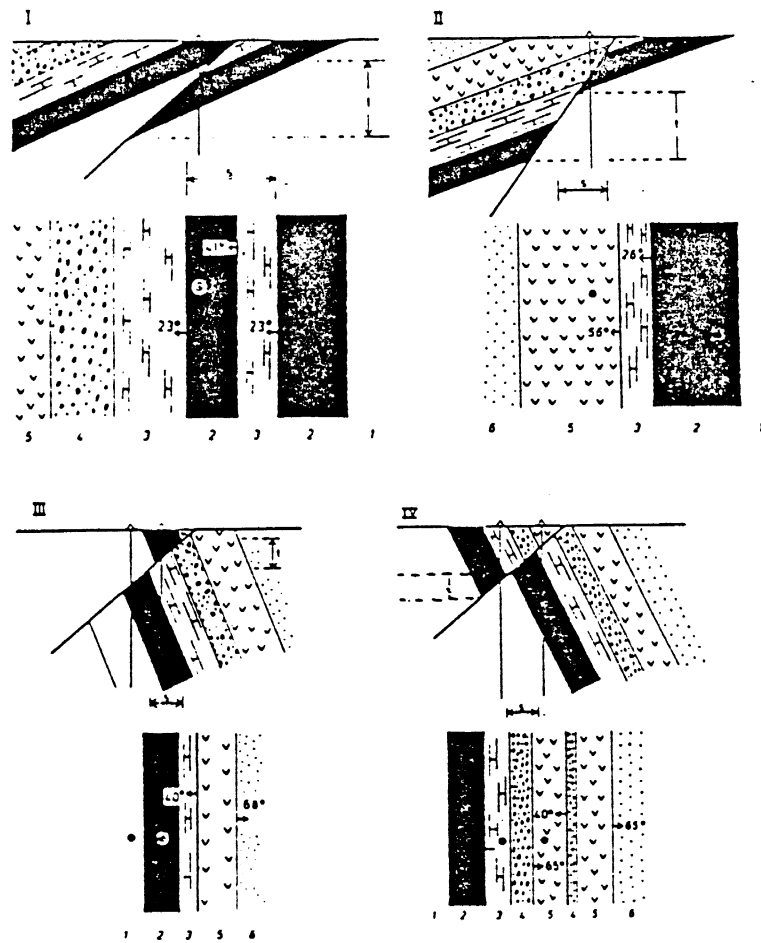
Μια ρηξιγενής επιφάνεια είναι δυνατόν να περιέχει δύο δομικούς άξονες , οπότε αναλογα ονομαζεται  $ab, bc, ac$  και λεγεται διακλαση εφελκυσμου. Τα ρηγματα και οι διακλασεις  $as$  υποδηλωνουν μια διαστολη κατα μηκος του αξονα της πτυχης , οταν αυτος δεν είναι αναγνωρισμος στο υπαιθρο . Τα ρηγματα  $bc$  τεμνουν τη πτυχη στο μηκος της και είναι παράλληλα στο αξονικο επιπεδο. Τα ρηγματα  $ab$  εμφανιζονται σπανιοτερα γιατι

αντιμετοπιζουν το βαρος των υπερκειμενων στρωματων , εχουν δε ιδιαιτερη σημασια γιατι μας δινουν τη διευθυνση στο χωρο των περιεχουσων επιφανειων οταν αυτες δεν ειναι ορατες στην υπαιθρο.

#### 1.7 ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΧΑΡΤΗ

Στα επιμηκη ρηγματα διακρινονται τεσσερις περιπτωσης αναλογως αν αυτα εχουν συνθετικο ή αντιθετικο χαρακτηρα και αν ειναι επωθησεις ή κανονικα ρηγματα.

- 1.Στις συνθετικες επωθησεις παρατηρειται ενς διπλασιασμος των στρωματων στο προφιλ και στο γεωλογικο χαρτη (σχ.1.13,1).
- 2.Στα συνθετικα κανονικα ρηγματα παρατηρειται απουσια γεωλογικων στρωματων στο προφιλ και στο γεωλογικο χαρτη (σχ.1.13,2)
- 3.Στις αντιθετικες επωθησεις παρατηρειται απουσια γεωλογικων στρωματων στο προφιλ και η απουσια τους στο γεωλογικο χαρτη (σχ.1.13,3)
- 4.Στα αντιθετικα κανονικα ρηγματα παρατηρειται απουσια γεωλογικων στρωματων στο προφιλ και διπλασιασμος στο γεωλογικο χαρτη (σχ.1.13,4)

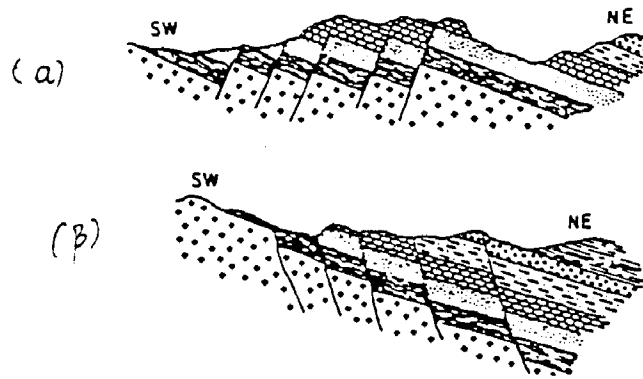


σχ.1.13 Συνθετική επώθηση(1), Συνθετική απώθηση(2)  
Αντιθετική επώθηση(3), αντιθετική απώθηση(4).  
t : κατακορυφο αλμα , s : οριζοντιο αλμα.

Απο τα παραπάνω βγαίνουν τα εξής συμπερασματα.

1. Η παρουσία αυτων των ρηγματων διαπιστωνεται απο τη γειτονια δυο διαφορετικης ηλικιας στρωματων.
2. Διπλασιασμος των στρωματων στο προφιλ σημαινει επώθηση ενω απουσια στρωματων σημαινει κανονικο ρηγμα.
3. Ο διπλασιασμος ή η απουσια γεωλογικων στρωματων στο γεωλογικο χαρτη απο μονα τους δε μας φανερωνουν αν το ρηγμα ειναι επώθηση ή κανονικο ρηγμα.

Σ' αυτές τις περιπτώσεις είναι αναγκαία η γνώση της διεύθυνσης της κλίσης της ρηξιγενούς επιφανείας. Στα αντιθετικά κλιμακοειδή κανονικά ρήγματα τα γεωλογικά στρώματα αν και διαρρηγμένα διατηρούνται στο ίδιο υψος του προφίλ (σχ.14α) με αποτέλεσμα συχνά να διατηρείται η επιφανειακή εμφάνιση ενός και μόνο στρώματος σε μεγάλες εκτάσεις. Αντίθετα σε συνθετικά κλιμακοειδή κανονικά ρήγματα διευκολύνονται οι επιφανειακές εμφανίσεις ευρητέρων στρωματογραφικών σειρών (σχ.1.14β)

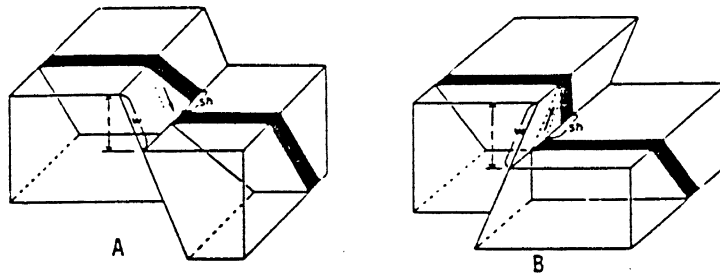


σχ.1.14. Αντιθετικές (α) και συνθετικές (β) κλιμακοειδείς απώθησεις.

Γενικώς πρέπει να σημειωθεί ότι στα επιμήκη ρήγματα δεν είναι δυνατόν να διαπιστωθούν, με βάση το γεωλογικό χάρτη ή το προφίλ τα οριζοντία ρήγματα. Σε όλα τα εγκάρσια ή διαγωνία ρήγματα υπάρχει πάντα μια φαινομενική μετατόπιση είτε αυτή είναι οριζοντία είτε κατακορυφή.

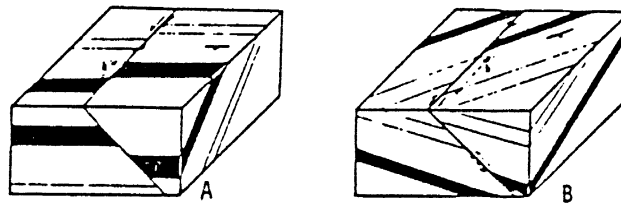
Κανονικά ρήγματα (σχ.1.15α) και επώθησεις (σχ.1.15β) εγκάρσιων ή διαγωνίων ρηγματών παρέχουν επί του γεωλογικού χάρτη μια οριζοντία φαινομενική μετατόπιση.





σχ.1.15. Φαινομενικη οριζοντια μετατοπιση σε κανονικα ρηγματα και επωθησεις.

Οριζοντια εγκαρσια ή διαγωνια ρηγματα παρεχουν επι του γεωλογικου χαρτη μια κατακορυφη φαινομενικη μετατοπιση, ωστε να δινεται η ψευτικη εικονα ενος κανονικου ρηματος (σχ.1.16α) ή μιας επωθησεως (σχ.1.16β).

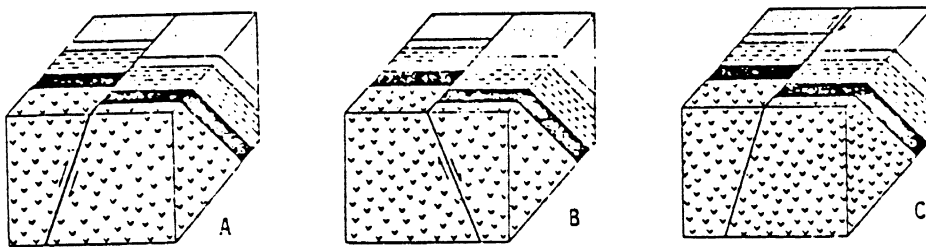


σχ.1.16 Οριζοντια ρηματα με φαινομενικο κανονικο (α) και επωθητικο (β) χαρακτηρα.

Στο σχημα.1.17 καταφαινονται οι δυσχερειες στη κινηματικη θεωρηση ενος ρηματος με στοιχεια που παιρνονται μονο απο το γεωλογικο χαρτη. Αν αποκλιστει η οριζοντια μετατοπιση τοτε

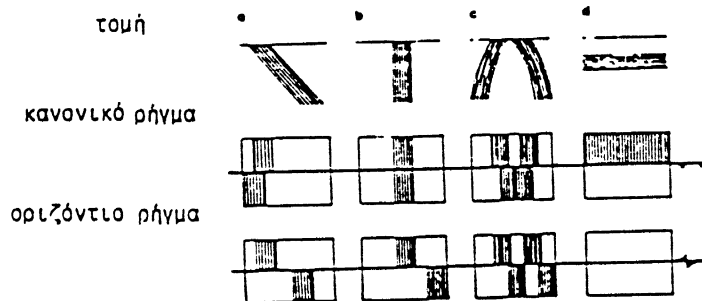
η διεύθυνση κλίσεως της ρηξιγενούς επιφάνειας μας βοηθά στην αναγνώριση του κινηματικού τύπου του ρηγματος.

Για τη πιστοποίηση της πραγματικής μετατοπίσεως είναι αναγκαία η αναγνώριση : καμπύσεων των στρωμάτων εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας , γραμμώσεων ολισθήσεως , μετατοπίσεως προϋπαρχόντων ιζηματολογικών δομών , και φλεβών.



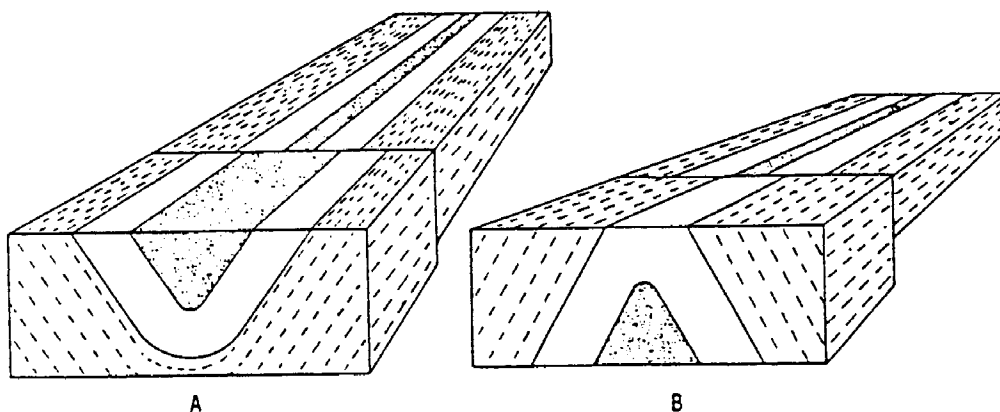
σχ.1.17 Κινηματικές ερμηνείες ρηγματος που πιστοποιείται μόνο από τη διατάξη των επιφανειακών ενφανίσεων των στρωμάτων.

Διακρίση όμως μεταξύ οριζοντιών και κανονικών ρηγμάτων καθορίζεται κάποτε με τη χρησιμοποίηση εμφανισιμών πτυχών, κατακορυφών και οριζοντιών στρωμάτων.



σχ.18 Διακριση μεταξυ κανονικων και οριζοντιων ρηγματων στο προφιλ και στο γεωλογικο χαρτη. Στη πρωτη σειρα απεικονιζονται κεκλιμενα κατακορυφα οριζοντια στρωματα καθως και πτυχες. Στη δευτερη και τριτη σειρα οι γεωλογικοι χαρτες των παραπανω δομων με κανονικα και οριζοντια ρηγματα αντιστοιχα.

Στις πτυχωμενες περιοχες πολυ συχνα συναντιονται εγκαρσια ρηγματα. Το τεμαχος που ανηλθε και υπεστη την ισχυροτερη διαβρωση φαινεται στα συγκλινα σαν να υπεστη μια προσθετη συστολη (σχ.1.19) ενω στα αντικλινα φαινεται σαν να υπεστη διαστολη (σχ.1.19).



σχ.1.19. Επιφανειακες εμφανισεις εκατερωθεν ρηματος σε συγκλινο και αντικλινο.

Κ Ε Φ Α Λ Α Ι Ο Δ Ε Υ Τ Ε Ρ Ο  
ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛΣ

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται μια παρουσίαση της γεωμετρίας των φρακταλς και των εφαρμογών αυτής γενικά αλλά και ειδικότερα στη μελέτη των ρηγμάτων . Κατάρχηνη είναι βασικό να αναφερω ότι η φρακταλ γεωμετρία είναι ένα κομμάτι ενός πολύ νέου κλάδου που ανηκει στο χώρο της θεωρητικής φυσικής και είναι η θεωρία του ΧΑΟΥΣ . Για το χάος και τα χαοτικά φαινόμενα άρχισε να γίνεται λόγος μόλις την τελευταία εικοσαετία . Άκομη και σήμερα δεν είναι πολλοί εκείνοι που ασχολούνται με τη θεωρία του χάους και τη λεγομενη " γεωμετρία της φύσης " ή φρακταλ γεωμετρία . Τα φρακταλς είναι το νεότερο εργαλείο και βρίσκει εφαρμογή σε πολλές επιστήμες και φαίνεται ότι θα βοηθήσει πολύ στη προοδο τους . Στο δευτερο μέρος του εν λόγω κεφαλαίου γίνεται μια αναλυτικότερη παρουσίαση των εφαρμογών της φρακταλ γεωμετρίας στη σεισμολογία . Στο τρίτο μέρος του κεφαλαίου γίνεται λόγος για τη μελέτη των ρηγμάτων με τη γεωμετρία των φρακταλ κια σχολιαζονται τα μεχρι τωρα δεδομενα και αποτελεσματα .

### 2.1 ΓΕΩΜΑΤΡΙΑ ΦΡΑΚΤΑΛΣ

#### 2.2.1 ΧΑΟΣ - ΜΙΑ ΝΕΑ ΕΠΙΣΤΗΜΗ - .

Το χάος είναι ένας ορος που εκανε την εμφανιση του τα τελευταία χρόνια σα λέξη κλειδι μιας επαναστατικής θεωρίας . Η θεωρία του χάους προωθησε πολλους τομεις της φυσικής που μεχρι τωρα ήταν στατικοι . Προσεφερε γονιμο εδαφος για αναπτυξη

και δημιουργησε καινουργια ερωτηματα . Ακομη επηρρεασε τα μαθηματικα , τα γραφικα των υπολογιστων και αλλες επιστημες οπως π.χ οικονομικα , στατιστικη και ιατρικη.

Το χαος ειναι μια μαθηματικη θεωρια που ασχολειται με τη μη γραμμικη δυναμικη.Ο μετεωρολογος Edward Lorenz προσπαθουσε πριν απο μερικα χρονια να προβλεψει το καιρο . Εκεινη την εποχη δεν ηταν ευκολη η προσβαση σε ηλεκτρονικους υπολογιστες και ετσι η προβλεψη του καιρου εμοιζε περισσοτερο με αλημεια παρα με επιστημη.Στις προσπαθειες που ειχε κανει "ζανατρεξε" καποιο απο τα πειραματικα του προγραμματα προσομοιωσης απο ενα συγκεκριμενο σημειο εκκινησης . Συμφωνα με την ιστορια εδωσε στην αρχικη παραμετρο τη τιμη 0.506 αντι της σωστης 0.506127 . Η ασημαντη ομως αυτη διαφορα επηρρεασε τοσο πολυ τα αποτελεσματα που η προβλεψη του καιρου που εκανε εμοιαζε να αναφερεται σε καποιο αλλο πλανητη .Η σημασια αυτου του γεγονοτος δεν εγινε αντιληπτη αμεσως.Ειναι παντως γεγονος οτι αργοτερα ο μαθηματικος Mitchell Feigenbaum καταφερε τελικα να δαμασει τα μαθηματικα της μη γραμμικοτητας .

Το χαος παραγει τυχαια γεγονοτα με τη μεγεθυνση των επιπτωσεων απο παραγοντες που αγνοουμε και γι αυτο η συμπεριφορα των χασοτικων φαινομενων δεν μπορει να προβλεφθει . Η γλωσσα που χρησημοποιουμε για τη κατανοηση και ερμηνεια χασοτικων φαινομενων ειναι τα μαθηματικα με βασικο εργαλειο τη φρακταλ γεωμετρια .

### 2.1.2 ΤΙ ΕΙΝΑΙ ΦΡΑΚΤΑΛΣ

Κατ'αρχήν η ονομασία φρακταλ δόθηκε από τον Benoit Mandelbrot το 1975 και προέρχεται από το επίθετο fractus που βγαίνει από το λατινικό ρήμα frangere (σπαζώ). Η ακουστική ομοιότητα με τις ομορφές αγγλικές λέξεις fracture και fraction φαινόταν καταλληλή. Έτσι επινοήσε τη λέξη fractal που είναι ουσιαστικό και επίθετο στην αγγλική και γαλλική γλώσσα.

Το βασικό ερώτημα που δημιουργείται σε όλους είναι: Τι είναι φρακταλ; και ένα δεύτερο ερώτημα: Σε τι χρησιμεύουν τα φρακταλ και ποια η χρήση τους; Η απάντηση σε αυτά τα ερωτήματα δεν είναι και τόσο απλή. Μια πρώτη προσέγγιση σε αυτά τα ερωτήματα και κυρίως το πρώτο θα ήταν ο κλασικός ορισμός του Mandelbrot ο οποίος είπε: "φρακταλ είναι η καμπύλη εκείνη της οποίας η φρακταλ διάσταση είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη Ευκλείδεια. Όμως είναι σίγουρα απαραίτητο να αναλύσουμε περισσότερο την έννοια και την χρήση τους.

Η φρακταλ διάσταση είναι η βασικότερη έννοια της φρακταλ γεωμετρίας. Άλλωστε ο Benoit Mandelbrot στις δεκαετίες του '60 και του '70 διατύπωσε τη βασική ιδέα της φρακταλ διαστάσης έτσι ώστε αυτή να παίρνει τιμές τέτοιες ώστε να μπορεί να περιγράψει αντικείμενα με σχήμα που αποκλίνει από το ιδεατό σχήμα των βασικών γεωμετρικών αντικειμένων. Έτσι, ενώ στη κλασική γεωμετρία η διάσταση του σημείου είναι μηδέν (0), η διάσταση της ευθείας είναι ένα (1), του επιπέδου δύο (2) και του ογκού (στερεού σώματος) είναι τρία (3), στη φρακταλ γεωμετρία η διάσταση ενός αντικειμένου είναι

μεγαλύτερη από την τοπολογική ( κλασική γεωμετρία ) διάσταση ή το πολύ ίση με αυτήν . Γενικά είναι μεγαλύτερη από την τοπολογική διάσταση όταν πρόκειται για αντικείμενα που εμφανίζουν μη κανονικότητα στο σχήμα τους , δηλαδή όταν αποκλίνουν από τα ιδεατά αντικείμενα της γεωμετρίας που προαναφερθήκαν . Για παράδειγμα , η φρακταλ διάσταση μιας τεθλασμένης γραμμής είναι μεγαλύτερη από την τοπολογική διάσταση , 1 , της ευθείας , και βεβαίως μικρότερη από την τοπολογική διάσταση , 2 , του επιπέδου .

Όσο πιο ακανονιστή είναι η τεθλασμένη γραμμή τόσο η φρακταλ διάσταση της απομακρύνεται από τον αριθμό 1 και προσεγγίζει τον αριθμό 2 .

Μια βασική ιδιότητα των φρακταλ αντικειμένων είναι ότι εμφανίζουν σχεδόν το ίδιο σχήμα σε διάφορες κλίμακες , μια ιδιότητα που καλείται " αυτοομοιότητα " ( self-similarity ) ή " αδιαφορία κλίμακας " . Δηλαδή για ορισμένες κλίμακες τα φρακταλ αντικείμενα εμφανίζουν ομοιότητα του μέρους προς το ολό . Πρέπει να επισημανθεί ότι ο καθορισμός των κλιμακών για τις οποίες ένα αντικείμενο εμφανίζει την ιδιότητα της αυτοομοιότητας είναι θεμελιώδους σημασίας για το προσδιορισμό της φρακταλ διάστασης του . Εξω από τα όρια των κλιμακών αυτών δεν ισχύει η φρακταλ διάσταση του αντικειμένου .

Όπως προκύπτει εμμέσως από τα προηγούμενα ένα φρακταλ αντικείμενο είναι , στη γενικότερη έννοια , ένα σύνολο σημείων που διατάσσονται με ορισμένο τρόπο είτε στο χρόνο είτε στο χώρο . Κι' ακόμη , αν θεωρήσουμε ότι τα στοιχεία ενός συνόλου έχουν διαφορετικό μέγεθος το καθένα , τότε έχουμε ένα



φρακταλ αντικείμενο το οποίο είναι ένα σύνολο στοιχείων διατεταγμένων κατά μέγεθος.

### 2.1.3 ΤΟ ΞΕΚΙΝΗΜΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛ ΚΑΜΠΥΛΩΝ

Για παραδειγμα ας ζωγραφίσουμε μια γραμμική ευθεία σε ένα χαρτί. Η ευκλείδειος γεωμετρία μας λέει σαφώς ότι η διάσταση είναι μονάδα ( 1 ). Αν τώρα επεκτείνω τη γραμμή ,τη ζωγραφίζω πάνω κάτω από αυτή, αριστερά και δεξιά χωρίς να περνάει πάνω από αυτή μέχρι να γεμίσει ολόκληρη η σελίδα, τότε πάλι έχουμε μια γραμμή που η Ευκλείδειος γεωμετρία θα μας έλεγε ότι η διάσταση της είναι ένα , όμως η διαισθηση μας μας λέει ότι αν η γραμμή μπορούσε να γεμίσει ολόκληρο το επίπεδο του χαρτιού τότε θα είχαμε διάσταση δυο ( 2 ). Επομένως κατά πόσο είναι σαφές ότι η διάσταση της παραπάνω καμπύλης είναι ένα ή δυο και δεν παίρνει μια τιμή μεταξύ του ένα και δυο ;

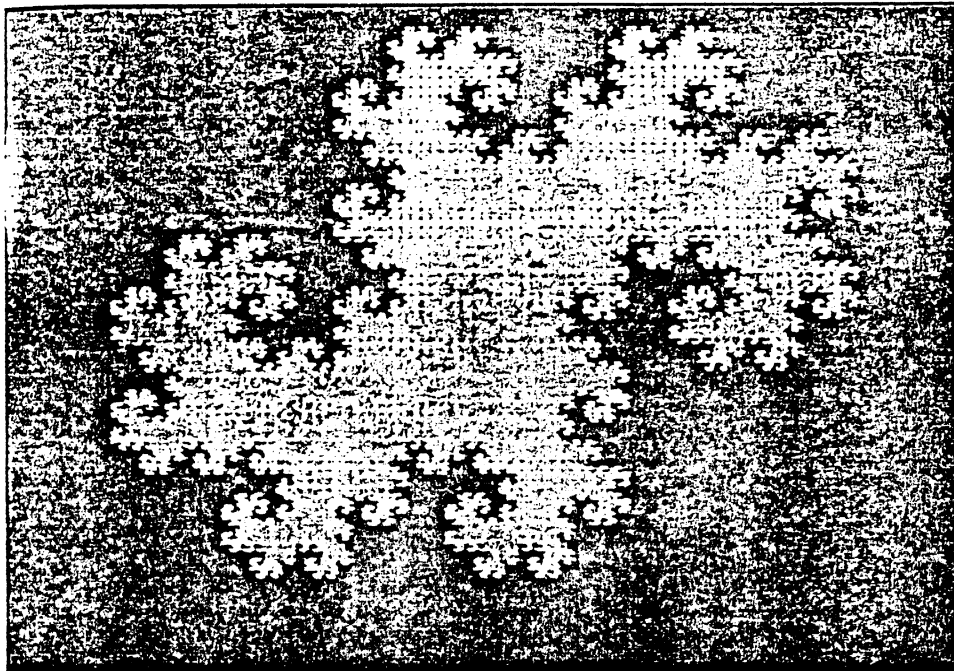
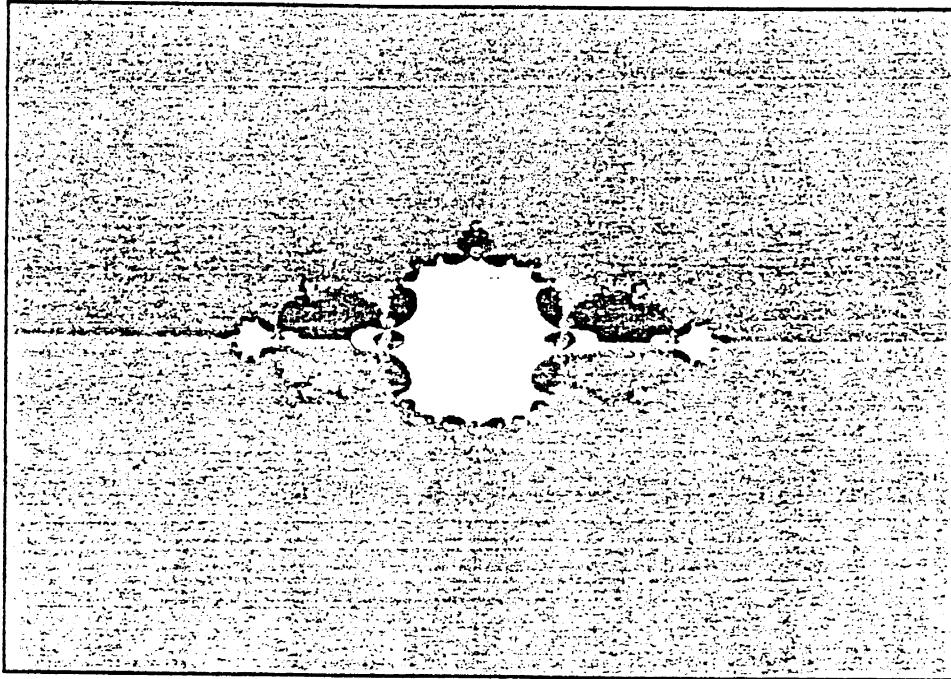
Αυτές οι σκεψεις ξεκίνησαν μια επανάσταση στα μαθηματικά περίπου εκατό χρόνια παλαιότερα . Μαθηματικοί όπως οι Cantor, Von Koch ,Peano , Hausdorff και Besicovitch εφτιαζαν τέτοιες καμπύλες οι οποίες ονομάστηκαν " τεράτα " ( monsters ή psychotic ή pathological ) από τους τότε κλασσικούς μαθηματικούς . Έτσι λοιπόν άρχισε σιγά σιγά να εισαγεται ένας νέος τρόπος διάστασης και διαστασιολογήσης με τον οποίο μια καμπύλη μπορεί να έχει και δεκαδική διάσταση όχι μόνο ακέραια. Έτσι αναπτυχθηκαν διάφορες τεχνικές οι οποίες μπορούσαν να περιγράψουν καμπύλες με δεκαδική διάσταση . Όμως

χωρίς τους γρηγορούς ψηφιακούς υπολογιστές η σχεδίαση και ίσως και η ανακάλυψη τέτοιων καμπυλών θα ήταν μια μακροχρόνια διαδικασία. Άλλωστε τόσο μικρή προόδος είχε γίνει σε αυτόν το τομέα για εκατό περίπου χρόνια.

Οι καμπύλες αυτές εντούτοις δεν έκαναν και πολύ εντύπωση στους παραδοσιακούς μαθηματικούς και συνεπώς παρέμειναν αγνώστες και περιεργές στους παραδοσιακούς. Ο Dr. Benoit Mandelbrot ήταν ο πρώτος άνθρωπος που επιχείρησε και κατάφερε να χρησιμοποιήσει έναν ηλεκτρονικό υπολογιστή για να εμβαθύνει στα φρακτάλ. Τα αποτελέσματα του δεν ήταν και πολύ ευπροσδεκτά από τους παραδοσιακούς μαθηματικούς.

Χαρακτηριστικές ιδιότητες των φρακταλ καμπυλών είναι οι "αδιαφορία κλίμακας" ή "αυτοομοιοτητα". Δηλαδή, αν κάποιος εξετάσει τα φρακταλ αντικείμενα σε διαφορετικές κλίμακες συναντάει συνεχώς το ίδιο "δομικό στοιχείο". Η διαρκώς επαναλαμβανόμενη μορφή των φρακταλ δομών ορίζει τη κλασματική ή φρακταλ διάσταση της δομής. Τα φρακταλ είναι πολύ περισσότερο από μαθηματικά αξιοπεριεργά. Προσφέρουν μια εξαιρετικά συμπαγή μέθοδο για τη περιγραφή αντικειμένων και σχημάτων της φύσης.

Στις επόμενες σελίδες παραθετούνται ενδεικτικά μερικές εικόνες που απεικονίζουν φρακταλ αντικείμενα και τοπία.



#### 2.1.4. ΠΩΣ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΝΤΑΙ ΤΑ ΦΡΑΚΤΑΛΣ

Το να εξηγήσει κανείς που και πως χρησιμοποιούνται τα φρακταλς είναι αρκετά δύσκολο. Ο Mandelbrot ισχυρίζεται ότι όπως ακριβώς τα σχήματα και οι φιγούρες της κλασσικής γεωμετρίας είναι η φυσική αντιπροσωπευση των πραγματικών αντικειμένων ( τετράγωνα , κύκλους , τρίγωνα .... ) έτσι και οι φρακταλ κάμπυλες είναι ο φυσικός τρόπος αντιπροσωπευσης των αντικειμένων που απαντώνται στη φύση. Έτσι τα φρακταλς έχουν αξία και σαν αντικείμενα τέχνης και ως μέσα απεικόνισης φυσικών σκηνών και παραστάσεων. Με λίγα λόγια είναι γεγονός ότι η γεωμετρία των φρακταλς είναι η λεγομενη γεωμετρία της φύσης. Έτσι επιπροσθετως μπορούμε να αναφέρουμε ότι η γεωμετρία των φρακταλς προσφέρει μαθηματικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται στη πρόγνωση των σεισμών και την περιγραφή της τυρβώδους ροής ρευστών ή την αναπτυξη ή μείωση των πληθυσμών. Τελικά ίσως η καλύτερη απάντηση στην ερώτηση που χρησιμεύουν τα φρακταλς είναι ότι εμφανίζονται για παρέχουν λύσεις σε πολλά προηγουμενως αλυτα ερωτήματα στα συνόρα των φυσικών παραστάσεων.

#### 2.1.5 ΦΡΑΚΤΑΛ ΣΧΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΘΕΩΡΙΑ ΤΟΥ ΧΑΟΥΣ

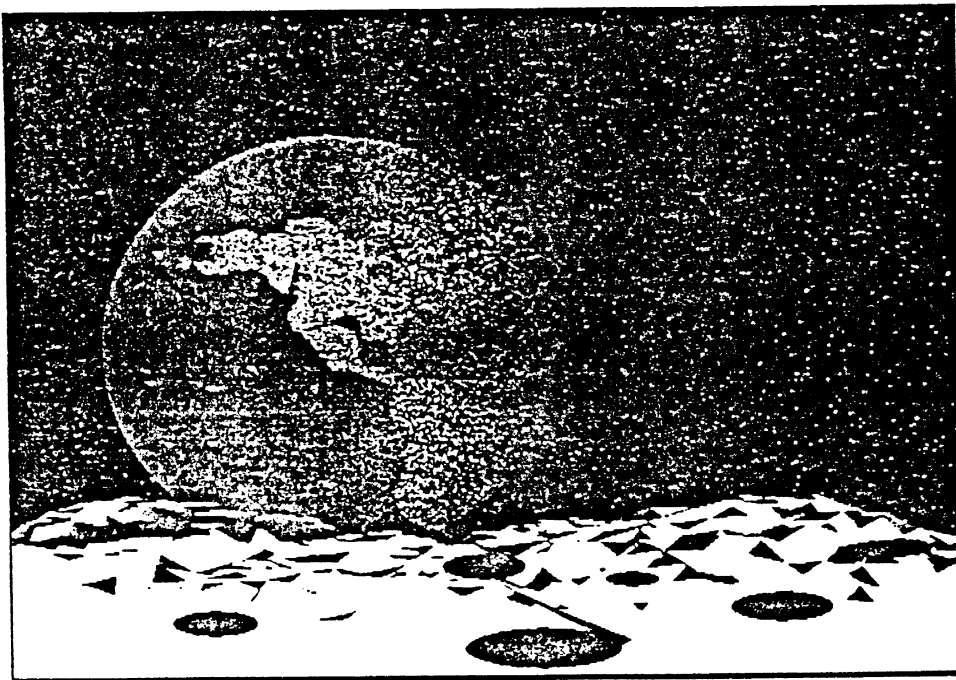
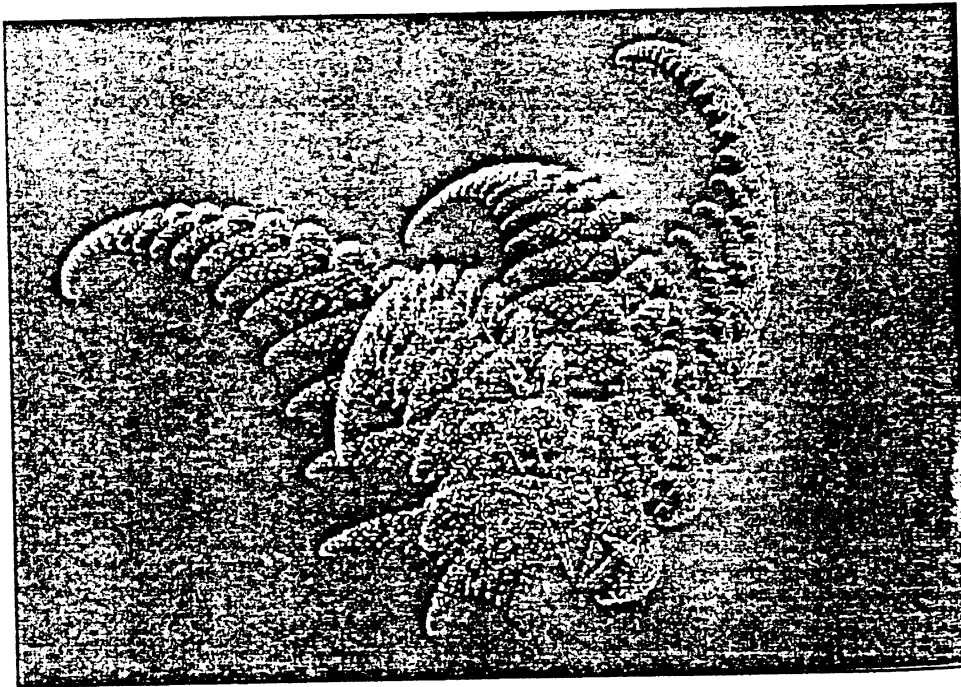
Η ιδιότητα της αυτοομοιότητας έχει μια αξιολημειωτη παραλληλο στη συγχρονη θεωρία του χάους, η οποία αποκαλυπτει

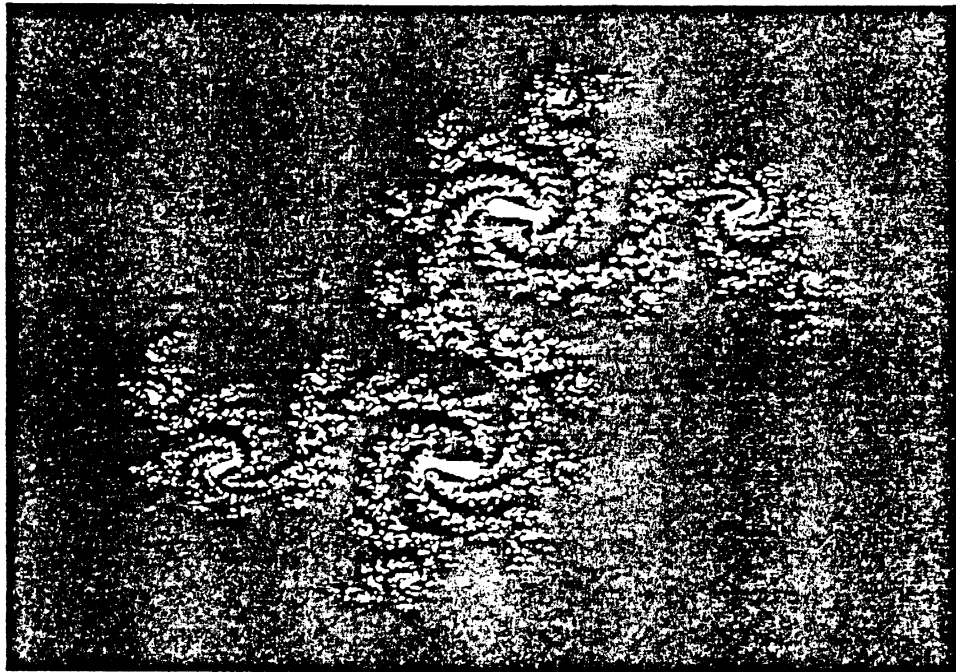
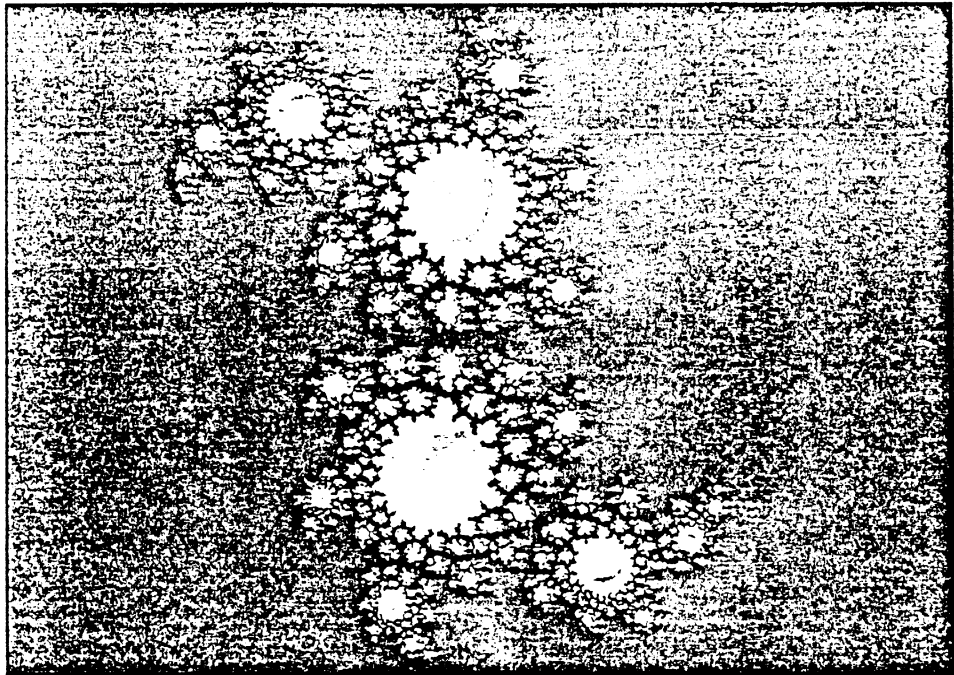
οτι πολλα φαινομενα , ακομη κι αν ακολουθουν αυστηρους αξιοκρατικους νομους , ειναι στη πραγματικοτητα απροβλεπτα . Χασοτικα γεγονοτα , οπως οι στροβιλιμοι στην ατμοσφαιρα η ο ρυθμος της ανθρωπινης καρδιας , δειχνουν παρομοιες μορφες συνδιασμων σε διαφιρετικες κλιμακες χρονου , οπως ακριβως "αυτοομοια " αντικειμενα παρουσιαζουν ομοιες μορφες δομης σε διαφορετικες κλιμακες χωρου . Η αντιστοιχια μεταξυ των θεωριων φρακταλ και χαους δεν ειναι τυχαια . Μαλλον ειναι ενα συμπτωμα μιας βαθιας σχεσης : Η Γεωμετρια των φρακταλς ειναι η Γεωμετρια του χαους .

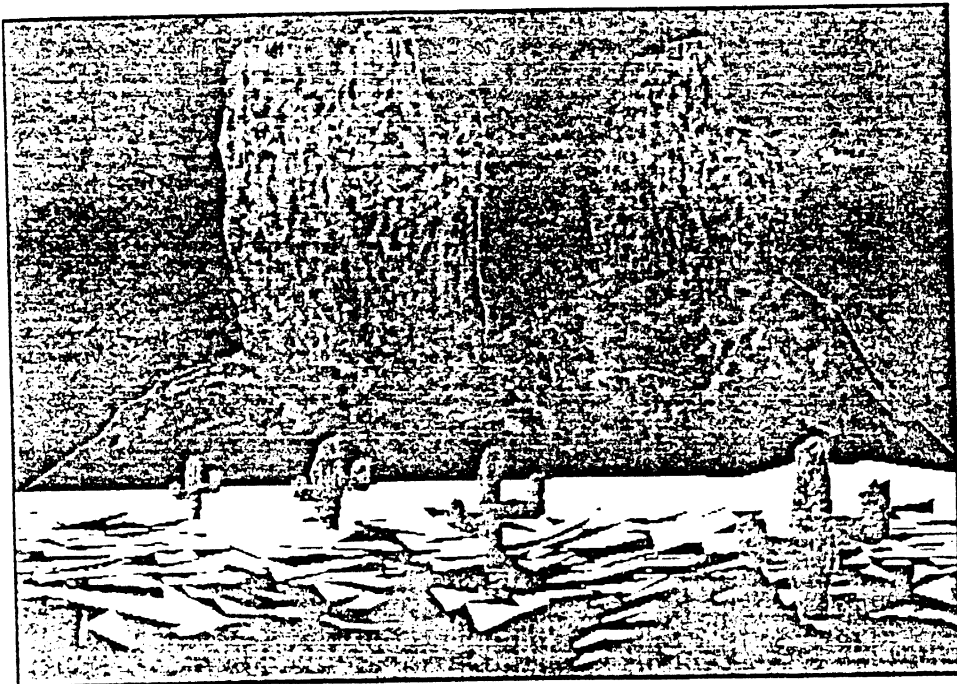
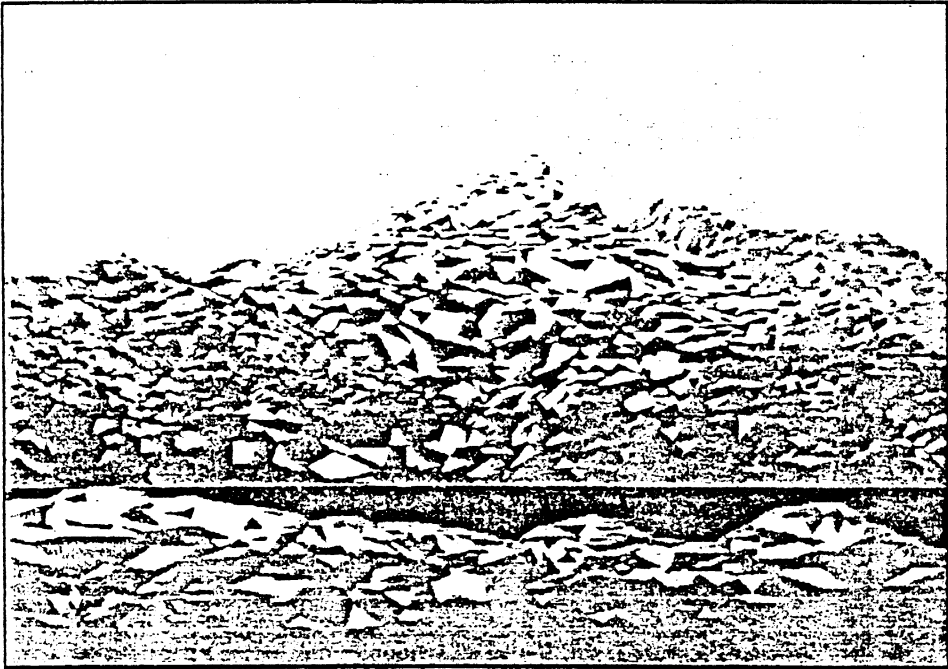
Μια ακομη παραλληλη ιδιοτητα μεταξυ της φρακταλ γεωμετριας και της θεωριας του χαους εγκειται στο γεγονος οτι προσφατες ανακαλυψεις και στους δυο τομεις εχουν κατασσει δυνατες με τη βοηθεια ισχυροτατων συγχρονων ηλεκτρονικων υπολογιστων . Αυτη η αναπτυξη " ριχνει το γαντι " στην παραδοσιακη αντιληψη των μαθηματικων . Εχει δε σαν αποτελεσμα οτι πολλοι μαθηματικοι εχουν υποδεχθει τους υπολογιστες με μια αισθηση ανανεωσης και απελευθερωσης απο χρονοβορους μαθηματικους υπολογισμους , ενω αλλοι τους βλεπουν σα μια απορριψη της καθαροτητας των μαθηματικων .

#### 2.1.6. ΤΟ ΦΡΑΚΤΑΛ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ

Μοναδα μηκους ειναι το μετρο ενω μοναδα μετρησης επιφανειων ειναι το τετραγωνικο μετρο και τελος μοναδα ογκου ειναι το κυβικο μετρο . Ακομη , μπορουμε να πουμε οτι η διασταση της

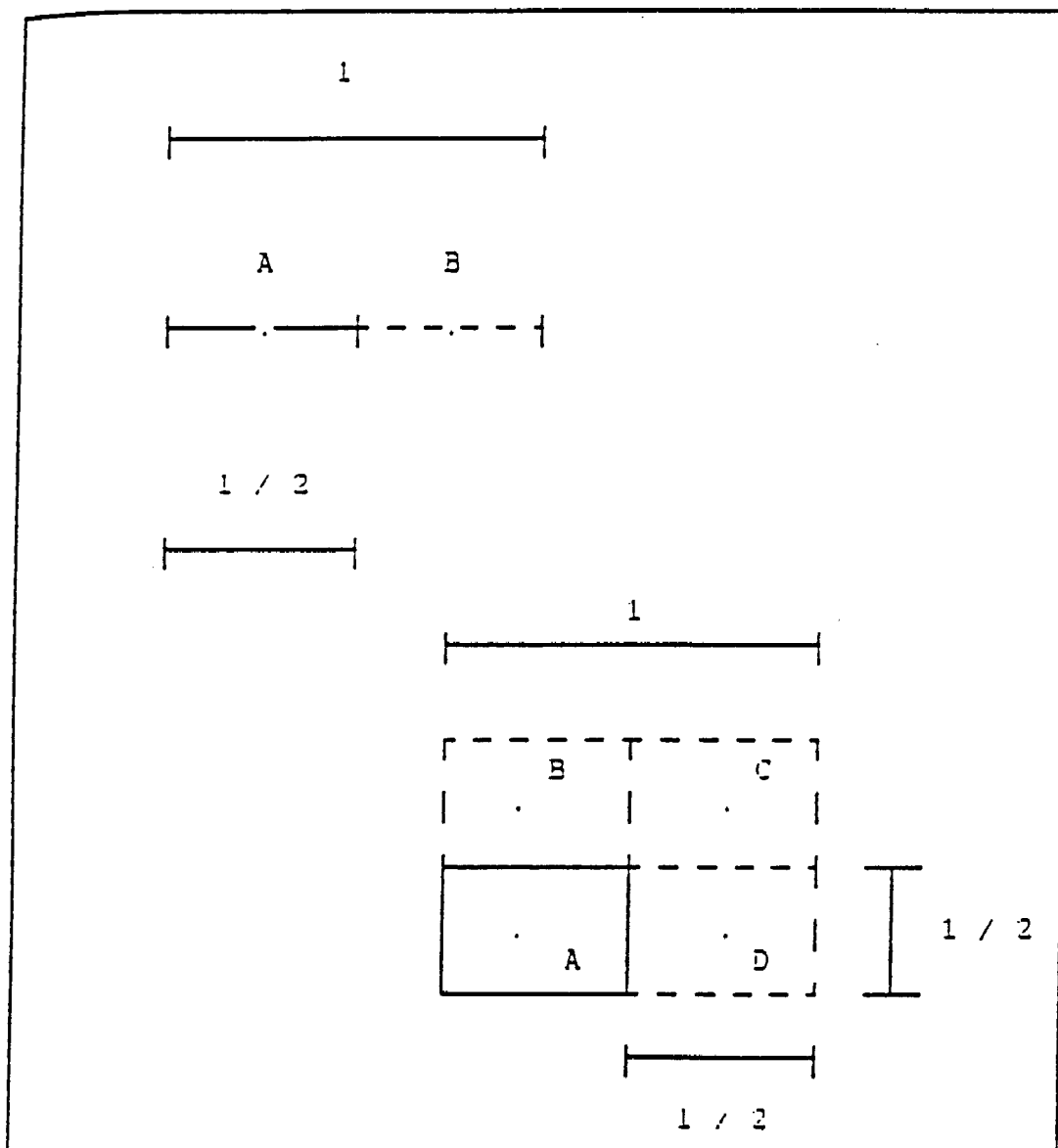








ευθείας είναι 1 του επιπέδου 2 και του χώρου 3 . Εστω λοιπόν μια ευθεία (αντικείμενο με διάσταση 1) και ας πούμε ότι την εξετάζουμε μέσα από ένα διαφράγμα ( σχ. 2.1 ) .



Σχ.2.1: φρακταλ διάσταση είναι ένας μη ακέραιος αριθμός που μπορούμε να εξηγήσουμε με τη βοήθεια απλών γεωμετρικών σχημάτων.

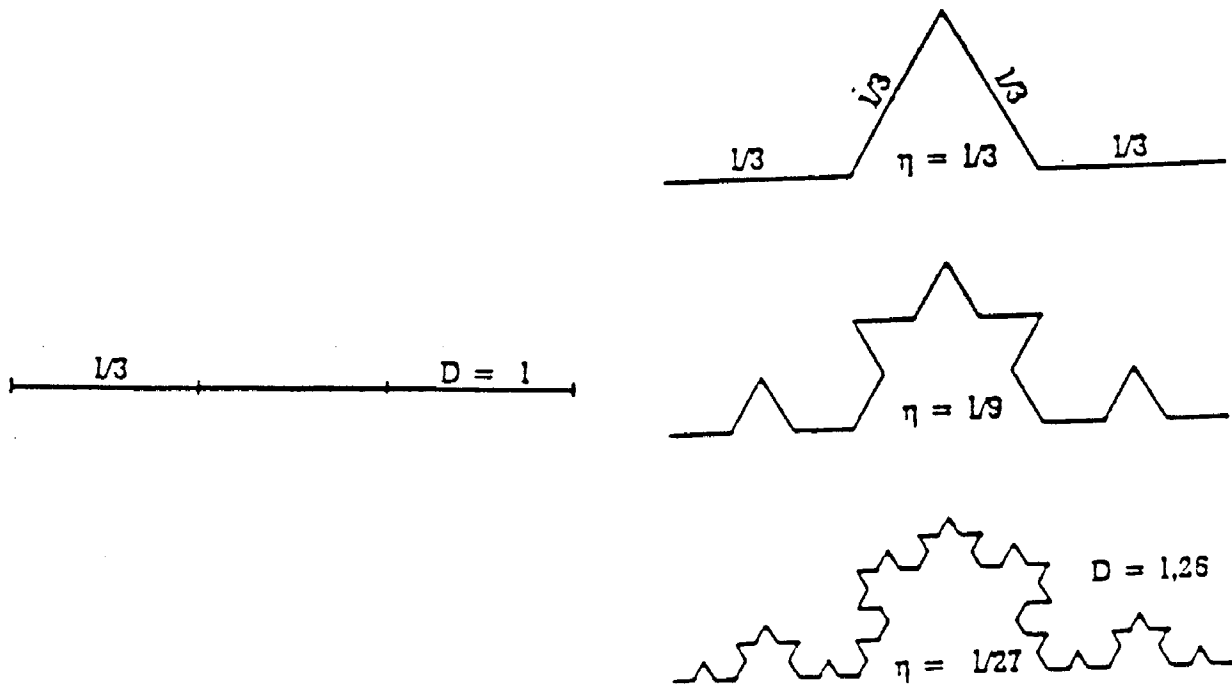
θεωρούμε ότι η αρχική διαμέτρος του διαφραγματος είναι ίση με το μήκος του αντικειμένου και στη συνέχεια την ημιδιπλασιάζουμε. Τώρα για να δούμε ολόκληρο το αντικείμενο θα πρέπει να τοποθετήσουμε το διαφράγμα δυο φορές πάνω στο αντικείμενο μια πάνω στο Α και μια πάνω στο Β. Έτσι λοιπόν για να δούμε το αντικείμενο σε κλίμακα  $v = 1/2$  χρειαζόμαστε δυο  $N = 2$  μετατοπίσεις. Αντιστοίχα με το ίδιο διαφράγμα αν εξετάσουμε μια επιφάνεια ( δαστάση 2 ) χρειαζόμαστε 4 μετατοπίσεις. Έτσι αν υποθέσουμε ότι  $D$  είναι η διάσταση του αντικειμένου τότε ισχύει η σχέση :

$$N * v^D = 1$$

με  $D = 1, 2, 3$  που ισχύει για οποιαδήποτε κλίμακα μέτρησης  $v$ .

Αν όμως η διάσταση του αντικειμένου δεν ήταν ακέραιος αριθμός αλλά δεκαδικός, ποια θα ήταν η μορφή του ;

Διαλέγουμε μια γραμμή με μήκος μονάδα και τη χωρίζουμε σε τρία ίσα μέρη (σχ.2.2). Αφαιρούμε το κεντρικό κομμάτι και το αντικαθιστούμε με ένα τρίγωνο με πλευρά  $1/3$  αλλά χωρίς βάση. Έτσι ο αριθμός  $N$  των τμημάτων από τα οποία αποτελείται τώρα η γραμμή είναι 4. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται σε κάθε κλίμακα. Στο σχ. 2.2 φαίνεται το αποτέλεσμα σε κλίμακες  $1/9$  και  $1/27$ . Το  $N$  όμως δεν ακολουθεί ένα κανονικό ρυθμό μεταβολής ή αύξησης. Δηλαδή ούτε σαν  $N^2$  ούτε σαν  $N^3$  (συμφώνα με τα προηγούμενα). Πραγματι έχει αποδειχθεί ότι η κλίμακα μέτρησης πρέπει να υψωθεί στον αριθμό 1.26 ώστε να ισχύει η προηγούμενη σχέση. Άρα η διάσταση του παραπάνω αντικειμένου δεν είναι ακέραιος



σχ.2.2

αριθμός . Τέτοια αντικείμενα που έχουν μη ακέραια διάσταση καλούνται φρακταλ αντικείμενα . Τέτοια αντικείμενα έχουν τη λεγόμενη φρακταλ ή κλασματική διάσταση η οποία υπολογίζεται με τρεις μεθόδους : (α) Με ανάλυση εικόνων , (β) Με διαχύση νετρονίων ή ακτίνων  $x$  , και (γ) Με αποκατάσταση .

### 2.1.7. Η ΓΛΩΣΣΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛΣ

Ευκολά μπορεί κανείς να παρατηρήσει ότι τα φρακταλς είναι ένα εργαλείο μιας καινούργιας γεωμετρίας. Αποτελεί λοιπόν μια γλώσσα της γεωμετρίας. Παρ' όλα αυτά τα βασικά στοιχεία τους και τα κυριώτερα χαρακτηριστικά τους δεν γίνονται ευκόλα αντιληπτά. Διαφέρουν εντελώς από τα οικεία στοιχεία της

κλασικής Ευκλείδειας Γεωμετρίας , όπως η γραμμή , ο κύκλος , ή τρίγωνο , τετράγωνο ... κλπ . Τα φρακταλ αντίθετως εκφράζονται σε αλγορίθμους και όχι σε πρωταρχικά σχήματα . Αυτοί οι αλγορίθμοι μεταφράζονται σε σχήματα με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή ( Η/Υ ) . Το εύρος των αλγοριθμικών στοιχείων είναι ανεξάντλητα μεγάλο . Όταν κάποιος διαθέτει μια εντολή της φρακταλ γλώσσας , μπορεί να περιγράψει με τέτοια ακρίβεια ένα σύννεφο ή ένα βουνό ή μια ακτογραμμή όπως ένας αρχιτέκτονας θα περιεγράφε ένα σπίτι με αρχιτεκτονικά σχέδια τα οποία χρησιμοποιούν τη γλώσσα της κλασικής γεωμετρίας .

Λέγοντας γλώσσα εννοούμε τις ιδέες που υποθαλπουν στην φρακταλ γεωμετρία . Γενικά οι γλώσσες που μιλούνται και γραφονται διαθέτουν και βασίζονται σε ένα πεπερασμένο αλφάβητο ( στα 24 γράμματα από τα οποία συντίθενται οι ελληνικές λέξεις για παράδειγμα ) . Τα γράμματα όμως από μόνα τους δεν εμπεριέχουν νοήματα παρά μόνο όταν συνδέονται μεταξύ τους σε λέξεις . Παρόμοια με τις γλώσσες , έτσι και η Ευκλείδειος γεωμετρία αποτελείται από μερικά απλά στοιχεία ( π.χ ευθεία , κύκλος , τρίγωνο ... ) από τα οποία άλλα πολύπλοκότερα μπορούν να συγκροτηθούν . Αυτά τα αντικείμενα , κατά μια έννοια , μόνο τότε έχουν γεωμετρική σημασία .

Η φρακταλ γεωμετρία αντίθετα αποτελείται από απεριόριστα στοιχεία , το καθένα πλήρες και μοναδικό . Μοιάζει περισσότερο με τις Ασιατικές γλώσσες και τα Κινεζικά ( αυτές αποτελούνται από σύμβολα που εμπεριέχουν νοήματα και το πλήθος αυτών είναι απεριόριστο ) . Έτσι λοιπόν στη φρακταλ

γλώσσα τα γεωμετρικά στοιχεία που υπάρχουν καθορίζονται από αλγόριθμους, οι οποίοι λειτουργούν σαν μονάδες " νοήματος " στη φρακταλ γλώσσα .

Η φρακταλ γλώσσα έχει δύο διαλεκτούς : τη γραμμική και τη μη γραμμική. Και οι δύο τους " ομιλούνται " χρησιμοποιώντας απεριόριστους αλγόριθμους και επωμένως παράγουν και περιέχουν ένα απεριόριστο αριθμό εικόνων . Παρόλα αυτά η μη γραμμική διάλεκτος περιέχει περισσότερους αλγόριθμους , είναι δηλαδή , πλουσιότερη και πιο ποικίλη . Η γραμμική φρακταλ γεωμετρία είναι η πιο βασική διάλεκτος της φρακταλ γλώσσας. Από τια μη γραμμικές φρακταλ διαλεκτούς σημαντικότερη είναι η τετραγωνική διάλεκτος που τελευταία έχει συγκεντρώσει ιδιαίτερο ενδιαφέρον .

#### 2.1.8. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΩΝ

Μια από τις πρώτες εφαρμογές των φρακταλς είναι στα γραφικά των υπολογιστών . Μια τεχνική προγραμματισμού ηλεκτρονικών υπολογιστών είναι η τεχνική ανακυκλώσης ενός προγράμματος κατά την οποία μια διεργασία " σπαι " σε μια σειρά επαναλειψών του εαυτού της. Ένα φρακταλ αντικείμενο αποτελείται από μια σειρά επαναλειψών του εαυτού του . Εισαγωγικά λοιπόν καταλληλά, σε ένα Η/Υ τυχαίους αριθμούς , αρχίζουν να εμφανίζονται φυσικές μορφές στην οθόνη του . Αυξανοντας τη φρακταλ διάσταση του αντικειμένου που θέλουμε να σχηματίσουμε αυξανουμε σημαντικά τη τραχύτητα του. Καπως έτσι παραχθηκε το

αναγλυφο του πλανήτη Endor στη ταινία του George Lucas " Η επιστροφή των Jedi " . Ο Peter Oppenheimer του Ινστιτούτου Τεχνολογίας της Νέας Υόρκης , τα χρησιμοποίησε για να αναπαραγει γραφικά και με εντυπωσιακές λεπτομερείες δέντρα και φυτά. Άλλοι επιστήμονες απέδειξαν ότι οι σχηματισμοί νεφών έχουν την ίδια φρακταλ διαστάση σε επτά διαφορετικές κλίμακες . Τέλος έχει αποδειχθεί ότι οι επιφάνειες των αμινοξέων ( π.χ αιμοσφαιρίνης που μεταφέρει το οξυγόνο στο αίμα ) είναι φρακταλ επιφάνειες .

Επίσης τα φρακταλ βρίσκουν εφαρμογή στην αστρονομία , τη χημεία , σε άλλους τομείς της φυσικής , στη γεωλογία , τη γεωφυσική και τη σεισμολογία .

## 2.2 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΣΤΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ( ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ )

### 2.2.1. ΦΡΑΚΤΑΛ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΑ ΚΑΙ ΤΟΠΟΛΟΓΙΑ

Όπως αναφέρεται σε προηγούμενες σελίδες είναι παραδεκτό ότι η γεωμετρία των φρακταλ αποτελεί ένα σύγχρονο εργαλείο και βρίσκει πολλές εφαρμογές σε πολλά φυσικά φαινόμενα . Μια ακόμη εφαρμογή αυτής της γεωμετρίας είναι στη σεισμολογία όσο περιεργό και αν αυτό ακουγεται . Για να γίνει αντιληπτό αυτό αρκεί να θυμηθούμε την έννοια της φρακταλ διαστάσης και το συσχετισμό της με τη κλασική ή Ευκλείδεια διαστάση των αντικειμένων . Έτσι λοιπόν είναι φανερό ότι τα φρακταλ αντικείμενα έχουν διαστάση μεγαλύτερη ή το πολύ ίση με την αντιστοιχία τοπολογική τους . Ακόμη αν θυμηθούμε την ιδιότητα

της αυτοομοιοτητας των φρακταλ καμπυλων και τη συσχέτιση της φρακταλ διαστάσης με τη τραχύτητα τους , τότε μπορούμε ευκολα να καταλαβουμε οτι η φρακταλ γεωμετρια είναι ισως το καλύτερο εργαλειο αποτυπωσης τοπιων και γενικότερα φυσικων επιφανειων. Είναι λοιπον φανερη και ευλογη η σχεση φρακταλ γεωμετριας και τοπολογιας. Άλλωστε γι αυτο και ονομαστηκε γεωμετρια της φυσης.

### 2.2.2. ΦΡΑΚΤΑΛ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΙ

Αφου εχουμε κατανοησει τις εννοιες " φρακταλ αντικειμενο " και " φρακταλ διασταση " , μπορούμε να προβληματιστουμε πανω στο θεμα της σχεσης των σεισμων με τη γεωμετρια των φρακταλς. Οπως φανηκε ενα φρακταλ αντικειμενο είναι κατα βάση ενα διατεταγμενο συνολο σημειων στο χωρο ή το χρονο . Ακομη μπορεί να είναι ενα κατα μεγεθος διατεταγμενο συνολο σημειων αν αυτα δε διατηρουν σταθερο μεγεθος στο χωρο ή το χρονο. Έτσι αν λαβουμε το συνολο των σεισμων που έγιναν σε συγκεκριμενο γεωγραφικο κομματι σε καποιο χρονικο διαστημα , αυτο μπορεί να παρασταθει καταρχην πανω σε ενα αξονα (χρονος) σχηματιζοντας έτσι μια χρονοσειρα ( δηλαδη συνολο σεισμων στο χρονο ) . Έτσι παιρνουμε ενα " αντικειμενο " και μπορούμε να εξετασουμε μαθηματικα αυτη τη κατανομη.

Ακομη θα μπορούσαμε για το ίδιο συνολο σεισμων να παρουμε τη κατανομη των επικεντρων τους στο επιπεδο ή και τη και τη κατανομη των εστιων τους στο χωρο σχηματιζοντας έτσι δυο αλλα αντικειμενα στις δυο και τρεις διαστάσεις αντιστοιχα . Τελος

θα μπορούσαμε να πάρουμε τη κατά μέγεθος κατανομή του ίδιου συνόλου σεισμών δημιουργώντας έτσι ένα νέο αντικείμενο.

Δηλαδή τελικά μπορούμε να έχουμε χωρική, χρονική και κατά μέγεθος κατανομή σεισμών. Με αυτό το θέμα ασχολήθηκαν πολλοί ερευνητές ανά το κόσμο επί πολλά έτη. Όμως μόνο τα τελευταία χρόνια αποδείχθηκε ότι αυτά τα συνολα (κατανομές) αποτελούν φρακταλ αντικείμενα και διέπονται από την ιδιότητα της αυτοομοιοτητας, σε ορισμένες κλίμακες, όπως επίσης ότι έχουν μια φρακταλ διάσταση τέτοια ώστε συσχετίζεται με γνωστές από χρόνια σεισμολογικές παραμέτρους.

### 2.2.3. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΣΧΕΣΗΣ G-R ΜΕ ΤΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΩΝ ΦΡΑΚΤΑΛ

Οι Gutenberg και Richter, για πρώτη φορά το 1944 (Καλιφόρνια) διατύπωσαν ένα νόμο, μια σχέση, που περιγράφει τη κατανομή των μεγεθών των σεισμών. Η σχέση αυτή είναι γνωστή ως σχέση μεγέθους - συχνότητας ή αλλιώς σχέση Gutenberg - Richter (G-R). Συγκεκριμένα μας δείχνει την εκθετική μείωση του πλήθους των σεισμών σε σχέση με την αύξηση του μεγέθους αυτών (από κει αλλωστε το σχέση συχνότητας - μεγέθους). Η μαθηματική εξίσωση που την περιγράφει είναι αρκετά απλή και φαίνεται παρακάτω:

$$\log N = a - b * M$$

όπου N: το πλήθος (απλό ή αθροιστικό) των σεισμών

M: το μέγεθος



και  $a$  ,  $b$  : παραμετροι .

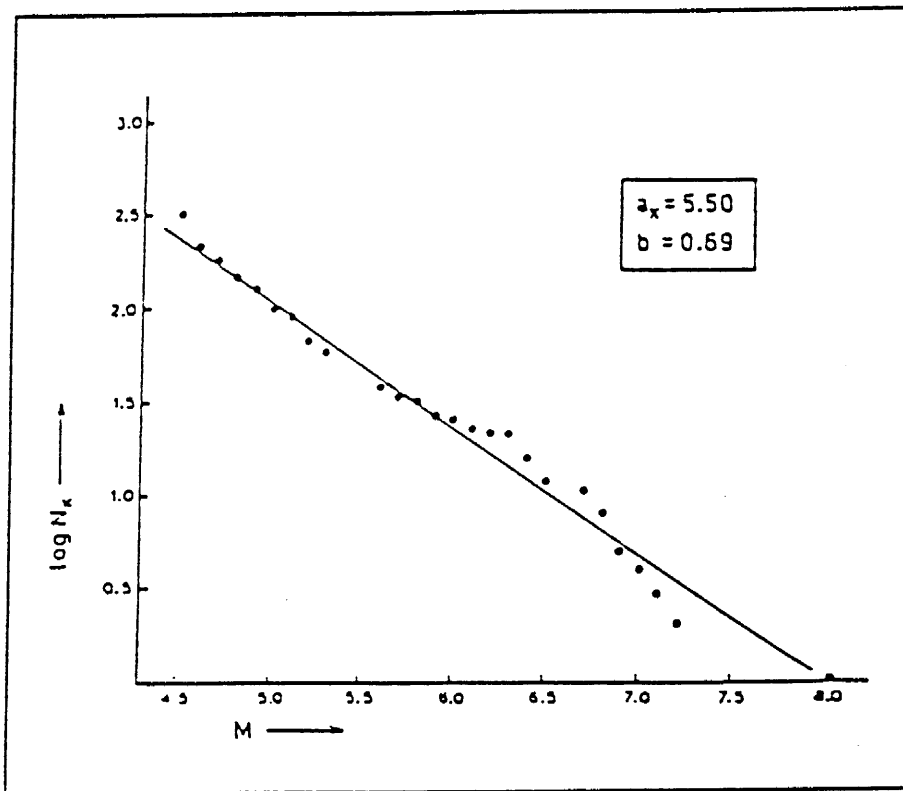
Η γραφικη παρασταση της παραπανω σχεσης ειναι προφανως μια ευθεια γραμμη της οποιας η κλιση ( που ειναι αρνητικη ) δινεται απο τη παραμετρο  $b$  και η οποια θεωρειται ως η σπουδαιότερη παραμετρος της σεισμολογιας γιατι φαινεται οτι εξαρταται απο τις τεκτονικες και γεωφυσικες συνθηκες ενω ακομα εχει βρεθει οτι η χρονικη της μεταβολη μπορει να αξιοποιηθει στη προγνωση των σεισμων .

Σημερα εχει αποδειχθει οτι η κατα μεγεθος κατανομη των σεισμων οπως εκφραζεται απο τη σχεση μεγεθους - συχνοτητας χαρακτηριζεται απο την ιδιοτητα της αυτο-ομοιοτητας για ευρυτατα ορια κλιμακας : απο σεισμους μεγεθους 1.5 μεχρι σεισμους μεγεθους 8.0 ή και μεγαλυτερο . Ακομα εχει αποδειχθει οτι ισχυει και για μικρο-θραυσεις που παραγονται πειραματικα στο εργαστηριο . Συνεπως η κατα μεγεθος κατανομη των σεισμων παρουσιαζει ιδιοτητες ενος φρακταλ αντικειμενου . Μαλιστα πιστευεται οτι δεν υπαρχουν ορια στη κατανομη αυτη δηλαδη οτι η φρακταλ αυτη δομη ισχυει σε ολες τις κλιμακες .

Στη πραγματικοτητα ισως να χρειαζονται και καποιοι περιορισμοι κλιμακας δηλαδη να υπαρχει καποιο οριο ( απο το οποιο και πανω ή κατω ) να μην ισχυουν οι φρακταλ ιδιοτητες . Αυτο αλλωστε φαινεται και στη σχεση συχνοτητας - μεγεθους που πολλες φορες η προσαρμογη των πραγματικων δεδομενων στη θεωρητικη ευθεια  $\log N / M$  παρουσιαζει τετοιες αποκλισεις που να χρειαζονται περισσοτερες απο μια ευθειες ( προσαρμογες ) για να ικανοποιησουν την προσαρμογη . Εμφανες ειναι το παραδειγμα του σχηματος

Στο παρακατω σχημα ( σχ.2.3) η προσαρμογη ειναι ικανοποιητικη για μεγεθη σεισμων απο 4.5 εως 6.0 ενω για μεγεθη μεγαλυτερα του 6.0 η προσαρμογη δεν ειναι ικανοποιητικη.

Μεχρι σημερα δεν ειχε γινει προσπαθεια να ερμηνευτουν τετοια " σπασιματα " της κατανομης συχνοτητας - μεγεθους με εννοιες της φρακταλ γεωμετριας . Ομως απο τις ερευνες που κανουν ο Γεωφυσικος Δρ. Γερ. Παπαδοπουλος και οι συνεργατες του φαινεται οτι το φαινομενο αυτο των " σπασιματων " στη



σχη.2.3

κατανομή των σεισμικών μεγεθών είναι κοινό για όλα τα σεισμοτεκτονικά ταμάχη του Ελλαδικού χώρου ( Ελληνικό τόξο )  
Στα πλαίσια των ερευνητικών αυτών " ευρυμάτων " εξετάζεται κατά ποσο οι θέσεις τέτοιων σπασίματων οριοθετούν τα προς τα πάνω όρια του  $M$  για τα οποία ισχύει η φρακταλ δομή της κατανομής μεγεθών των σεισμών.

#### 2.2.4 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ ΚΑΙ ΦΡΑΚΤΑΛ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ

Επικαιρό θέμα αποτελεί η φρακταλ γεωμετρία της κατανομής των σεισμικών επικεντρών στην επιφάνεια της Γης. Οι περισσότεροι και μεγαλύτεροι σεισμοί γίνονται κατά μήκος σχετικά στενών κινηματικών ζωνών , οι οποίες συμπίπτουν με τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών . Έτσι λοιπόν η προβολή των σεισμικών επικεντρών στην επιφάνεια της Γης σχηματίζει συγκεκριμένες ζώνες που ακολουθούν τα όρια αυτά . Όμως τα επικέντρα των σεισμών δεν είναι ομοιομορφα κατανεμημένα στο επίπεδο . Υπάρχει άλλου μεγαλύτερη και άλλου μικρότερη συγκεντρωση επικεντρών . Υπολογίζουμε τη φρακταλ διάσταση του " αντικειμένου " που σχηματίζεται από τα επικέντρα . Η φρακταλ διάσταση μετρείται με τη μέθοδο των "τετραγώνων" . Συγκεκριμένα η περιοχή που μελετάμε χωρίζεται σε ίσα τετράγωνα πλευράς  $a$  και μετρούμε το πλήθος  $N$  των τετραγώνων που περιέχουν τουλάχιστον ένα επικέντρο . Η διαδικασία επαναλαμβάνεται με τετράγωνα πλευράς  $a/2$  ,  $a/4$  ,  $a/8$  , ..... Από τη κλίση της ευθείας που προκύπτει όταν προβάλουμε τον αριθμό  $N$  σε συνάρτηση με το μήκος της πλευράς του τετραγώνου

βρικούμε τη φρακταλ διασταση της κατανομής των επικεντρών στο επίπεδο. Η φρακταλ διασταση αυτή θα είναι προφανώς μεταξύ 1 και 2 ( μεταξύ ευθείας και επιπέδου ) . Υπάρχουν όμως και άλλες τεχνικές για τη μέτρηση της φρακταλ διαστάσης της γεωγραφικής κατανομής των επικεντρών . Μια τέτοια τεχνική βασίζεται στη μέτρηση της απόστασης του πλήθους των ζευγών επικεντρών που απέχουν λιγότερο από μια ορισμένη απόσταση  $R$  . Έτσι με διαδοχικά μειούμενη την απόσταση  $R$  μειώνεται το πλήθος των ζευγών επικεντρών που απέχουν λιγότερο από  $R$  . Η κλίση της ευθείας που προκύπτει αν προβαλούμε τις τιμές της  $R$  με τις αντίστοιχες τιμές των ζευγών επικεντρών , εκφράζει τη φρακταλ διασταση της γεωγραφικής κατανομής των επικεντρών των σεισμών .

Σημαντικό είναι ότι όσο μεγαλύτερη είναι η διασταση τόσο ανομοιομορφα είναι κατανεμημένα τα επικέντρα των σεισμών στο γεωγραφικό επίπεδο και αντίστροφα . Η εύρεση της φρακταλ διαστάσης της διευκολύνει στη ποσοτικοποίηση της ανομοιομορφίας της κατανομής αυτής .

Ο Ιάπωνας Takayuki Hirata διαπίστωσε ότι η φρακταλ διασταση της γεωγραφικής διανομής των επικεντρών των σεισμών είναι τόσο μικρότερη όσο μεγαλύτερη είναι η παράμετρος  $b$  της καταμεγέθους κατανομής των σεισμών .

#### 2.2.5. ΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΕΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΦΡΑΚΤΑΛ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ

Έστω ένα σύνολο σεισμών ομοιομορφα κατανεμημένων στον άξονα

των χρονων . Πρακτικα ομως αυτο ειναι αδυνατο να συμβει .  
Αντιθετως οι σεισμοι γινονται σε διαφορετικες χρονικες  
στιγμες που ειναι ανομοιομορφα κατανεμημενες . Επομενως βλεπου-  
με οτι δεν ειναι απαραίτητο σε ισα χρονικα διαστηματα να  
γινεται και ισος αριθμος σεισμων . Μια ακραια τετοια περιπτωση  
χρονικης ανομοιομορφιας ειναι η χρονικη κατανομη των  
μετασεισμων . Οταν ομως εξεταζουμε ολο το συστημα των σεισμων  
( κυριοι - προσεισμοι - μετασεισμοι - και σμηνοσεισμοι )  
ειναι βεβαιο οτι εχουμε ανομοιομορφη χρονικη κατανομη . Αυτο  
σημαινει οτι σε ορισμενα χρονικα διαστηματα το πληθος των  
σεισμων που γινονται ειναι διαφορετικο . θεωρητικα μπορουμε  
να δημιουργησουμε ενα τετοιο συνολο σημειων παρομοιο με αυτο  
που φαίνεται στο σχημα ( σχ.2.4 )



Σχ. 2.4 : Το σύνολο του Cantor.

Σε κάθε βήμα αφαιρείται με τυχαίο τρόπο το ένα τρίτο από κάθε μία μαύρη γραμμή. Έδω φαίνονται τα έξι πρώτα βήματα. ( Smalley και οι συνεργάτες του 1987 ).

Το σχήμα δείχνει τις πρώτες έξι τάξεις του συνόλου Cantor. Η συνέχιση της διαδικασίας προφανώς οδηγεί σε πολυπληθέστερο σύνολο. Η ιδιότητα της " αυτοομοιότητας " είναι προφανής στο τυχαίο αυτό σύνολο. Αν σκεφτούμε ότι η τυχαία χρονική κατανομή των σεισμών έχει μια μορφή παρομοία με αυτή του συνόλου Cantor, είναι προφανές ότι οι τυχαίες σεισμικές χρονοσειρές έχουν την ιδιότητα της αυτοομοιότητας και άρα αποτελούν ένα " φρακταλ αντικείμενο " , τουλάχιστον για ορισμένες κλίμακες χρόνου.

Η εύρεση της φρακταλ διάστασης μιας τυχαίας χρονοσειράς σεισμών επιτρέπει τη ποσοτικοποιημένη εκτίμηση του βαθμού ομοιομορφίας ή ανομοιομορφίας της κατανομής των χρονοσειρών των σεισμών. Είναι προφανές ότι η φρακταλ διάσταση της χρονικής κατανομής των σεισμών θα είναι μεταξύ 0 και 1 δηλαδή μεταξύ της τοπολογικής διάστασης του σημείου και της ευθείας. Όσο όμως η τιμή της πλησιάζει το 1 τόσο μεγαλύτερη θα είναι η ανομοιομορφία της κατανομής ενώ αντίστοιχα όσο μικρότερη είναι η φρακταλ διάσταση της ( δηλαδή πλησιάζει το 0 ) τόσο πιο ομοιομορφή θα είναι η χρονική κατανομή των σεισμών.

Τις βασικές ιδέες για τη φρακταλ δομή της χρονικής κατανομής των σεισμών παρουσίασαν σε εργασία τους επιστήμονες από το πανεπιστήμιο Cornell της πολιτείας της Νέας Υόρκης και από το Γαλλικό Ινστιτούτο Επιστημονικής Έρευνας της Νέας

Καληδονίας ( Smalley και οι συνεργάτες του , 1987 ) .Η εφαρμογή σε πραγματικά σεισμολογικά δεδομένα απο τη σεισμική ζώνη των Νεων Εβρίδων εδειξε ότι η μέθοδος " αποδίδει " καλά. Στον Ελλαδικό χώρο μόλις τα τελευταία χρόνια ( Δρ. Γερ. Παπαδοπούλος και συνεργάτες , 1990 ) έχουν γίνει προσπάθειες εύρεσης της φρακταλ διαστάσης τη χρονικής κατανομής των σεισμών . Τα αποτελέσματα των μελετών αυτών ήταν αρκετά ικανοποιητικά και ίσως οδηγούν σε μια εξαιρετικού ενδιαφέροντος γεωφυσική ερμηνεία . Στην συνέχεια των ερευνητικών προσπαθειών έχει προγραμματισθεί η εξέταση του κατά ποσο η χρονική κατανομή των σεισμών μπορεί να αποτελέσει πρόδρομο φαινόμενο αξίο να χρησιμοποιηθεί για τη πρόγνωση των σεισμών .

## 2.3 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Πολλοί επιστήμονες ασχολήθηκαν με τη σχέση που μπορεί να έχει η φρακταλ γεωμετρία με τη γεωμετρία των ρηγμάτων . Έτσι υπάρχουν διάφορες μελέτες που αφορούν την εύρεση της φρακταλ διαστάσης τόσο των ίδιων των ρηγμάτων όσο και της γεωγραφικής κατανομής τους .Τέτοιες μελέτες είναι αυτές που αναφέρονται στη φρακταλ διάσταση του ρηγματος του Αγίου Ανδρεα στη Καλιφορνια και στη φρακταλ διάσταση των ρηγμάτων της Ιαπωνίας.

### 2.3.1. ΦΡΑΚΤΑΛ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΙΑΠΩΝΙΑ

Βασισμένο σε χάρτες ρηγμάτων και χρησιμοποιώντας ένα αλγο-

ριθμο " τετραγωνων " , εξεταστηκε αν η γεωμετρια των ρηγματων παρουσιαζει την ιδιοτητα της " αυτοομοιοτητας " των φρακταλ δομων ( Takayuki Hirata , Kyoto University , Sakyo , JAPAN 1989 ) . Βρεθηκε οτι η ιδιοτητα της αυτοομοιοτητας των συστηματων των ρηγματων ισχυει στη κλιμακα των 2 εως 20 Km . Η φρακταλ δασταση στην Ιαπωνια κυμαινεται μεταξυ 1.05 και 1.60 . Ειναι περιπου 1.5 με 1.6 στο κεντρικο μερος της Ιαπωνικης χερσονησου και μειωνεται αναλογα με την αποσταση απο το κεντρο . Σε μικροτερη κλιμακα η φρακταλ δομη ισχυει στη γεωμετρια των βραχωδων ρηγματων . Η φρακταλ διασταση της βορειας χερσονησου ειναι 1.49 στην κλιμακα 0.625 εως 10 Km, ενω η αντιστοιχη φρακταλ διασταση της γεωμετριας των βραχωδων ρηγματων σε κλιμακα 0.1 εως 0.01 m ειναι περιπου 1.49 με 1.61 . Το ανωτατο οριο της φρακταλ διαστασης των βραχωδων ρηγματων ειναι 1.60 , κρινοντας απο ενα υπολογισμο της στη πραγματικη γεωμετρια των ρηγματων των βραχων . Αυτη η τιμη μπορει να επιβαλλει εναν περιορισμο στην αναπαρασταση των ρηγματων και της διαδικασιας των σπασιματων ( ρωγμων ) των βραχων .

### 2.3.2. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ....

Η σεισμικη διαδικασια εχει μια φρακταλ δομη σε μια ευρεια κλιμακα χρονου , τοπου και μεγεθους ( σε μεγεθος  $M = 1.5$  εως το μεγαλυτερο σεισμο , σε κατανομη χωρου απο τοπικο σε διεθνη καταλογο ) ( Kagan and Knopoff , 1978 , 1980 , 1981 , Sadoskix 1984 ) . Η σχεση συχνοτητας μεγεθους δειχνει οτι οι



σεισμοι εχουν φρακταλ δομη σε κατανομη μεγεθους ρηγματων (Aki 1981 , King , 1983 ) . Αυτες οι αυτοομοιοτητες επεκτεινονται στη κλιμακα των μικρορηγματων σε ενα εργαστηριο (Mogi 1962 , Scholz , 1968 , Hirata , 1987 )

Βασισμενος στην υποθεση οτι η γεωμετρια των ρηγματων ειναι αυτοομοια ο King (1983) συζητησε τη γεωμετρικη καταγωγη της παραμετρου  $b$  και εξηγησε τον ανασχηματισμο της γηινης λιθοσφαιρας σε σχεση με τις κινήσεις των ρηγματων σε ενα αυτοομοιο συστημα ρηγματων . Η μελετη της γεωμετριας των ρηγματων δε βασιστηκε σε πραγματικα δεδομενα ρηγματων αλλα στη σχεση συχνοτητας μεγεθους . Παρολο που η φρακταλ διασταση του ρηγματος του Αγ.Ανδρεα ειχε υπολογιστει ( Cokubo and Aki 1987 , Aviles et al. 1987 ) η εμφαση δοθηκε στη κυρια γραμμη του ρηγματος και η εννοια των φρακταλ χρησιμοποιηθηκε μονο οςν εργαλειο για να χαρακτηριστεί η γεωμετρια της γραμμης του ρηγματος απο τη φρακταλ διασταση

Εχει ενα συστημα ρηγματων πραγματικα αυτοομοια δομη; Χρησιμοποιώντας εναν αλγοριθμο τετραγωνων σε πραγματικους χαρτες ρηγματων μελετηθηκε εαν τα συστηματα των ρηγματων εχουν αυτοομοια δομη .

### 2.3.3. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

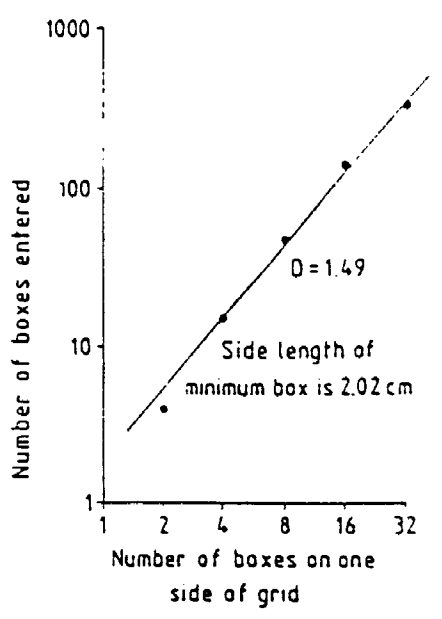
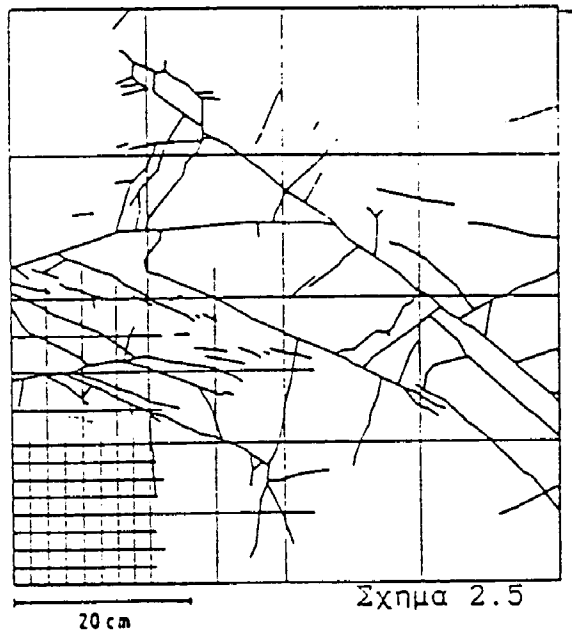
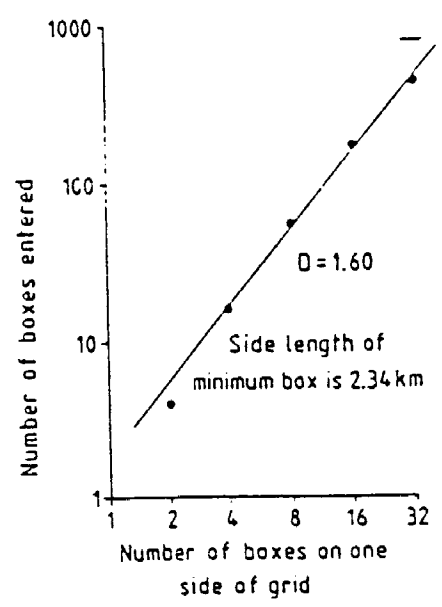
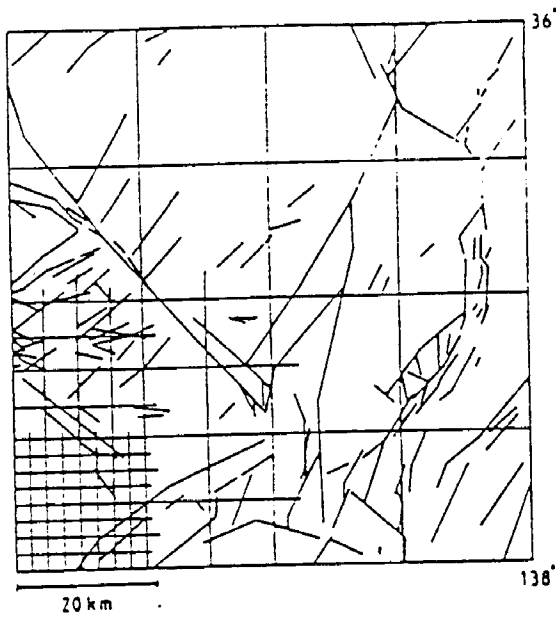
Τα στοιχεια των ενεργων ρηγματων που χρησιμοποιηθηκαν σε αυτη τη μελετη προερχονται απο χαρτες " των ενεργων ρηγματων της Ιαπωνιας " που δημοσιευτηκαν απο τ ο Group for active Faults of Japan ( 1980 ) , βασισμενα σε ερευνα των ενεργων

ρηγμάτων της Ιαπωνίας που έγινε σε συνεργασία από το 1976 έως το 1979 45 ερευνητών της γεωμορφολογίας , γεωλογίας και γεωφυσικής . Αυτό το γκρουπ των ερευνητών ασχολήθηκε με οποία ρήγματα κινήθηκαν κατά τη περίοδο της Τεταρτογενούς περιόδου ( δυο χιλιάδες χρόνια μέχρι σήμερα ) και οσα ρήγματα μπορεί να κινήθουν στο μέλλον ως ενεργα . Η παραπάνω εργασία παρουσιάζει το πιο ολοκληρωμένο χάρτη που υπάρχει σχετικά με τα Ιαπωνικά ρήγματα .

Τα ενεργα ρήματα της Ξηρας επιλεχθηκαν με προσεκτικη εμνηνεια αεροφωτογραφιων της κλιμακας 1:40000 και συμπληρωθηκαν απο γεωλογικους χαρτες και σπουδες . Τα στοιχεια εξηγηθηκαν απο δυο και περισσοτερα ατομα για να μειωθουν τυχον λαθη απο προσωπικες ερμηνειες και προκαταληψεις ( Matsuda et al. 1977 ). Σε αυτη την εργασία δε χρησιμοποιηθηκαν θαλασσια ρήματα γιατι η ομοιογενεια των στοιχειων δεν ηταν βασιμη οπως στα ρήματα Ξηρας .

#### 2.3.4. ΦΡΑΚΤΑΛ ΔΙΑΣΤΑΣΗ

Η γεωμετρια των ρηγματων φαινεται αρκετα πολυπλοκη και μπορεί να προσεγγιστει σαν φρακταλ δομη . Η αυτοομοιοτητα αποδεικνυεται απο ενα νομο δυναμεων . Σκεφτειτε ενα φρακταλ μεσα σε ενα τετραγωνο πλευρας  $R_0$  ( σχημα 2.5 )

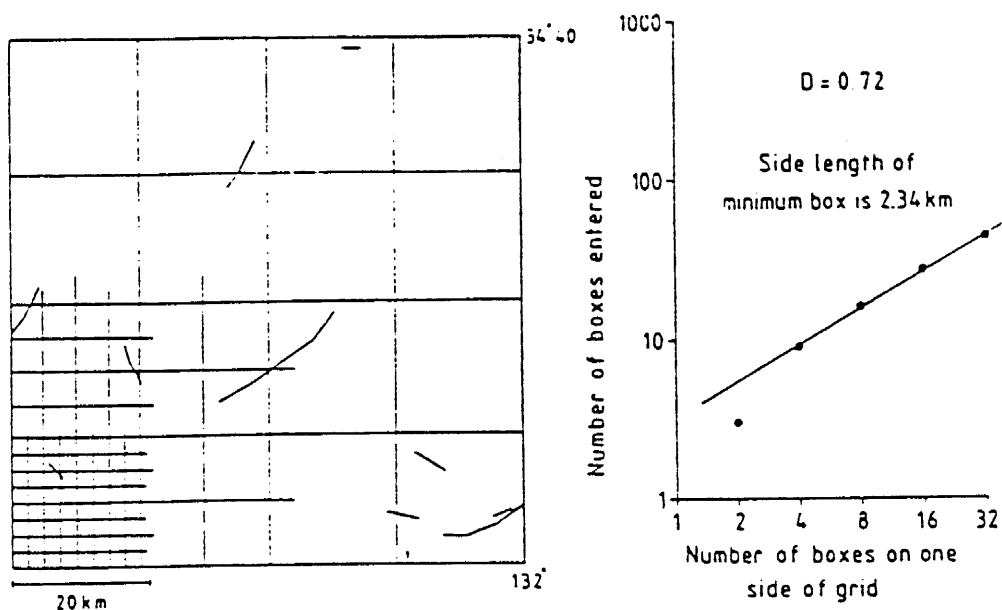


διαίρουμε το μεγάλο τετράγωνο σε  $(R_0 / r^2)$  τετράγωνα πλευρας  $r$ . Ας είναι  $N(r)$  ο αριθμος των κουτιων που περιεχουν εστω και ενα κομματι του ρηγματος. Αν το συστημα εχει αυτοομοια δομη τοτε ισχυει η σχεση :

$$N(r) \sim r^{-D}$$

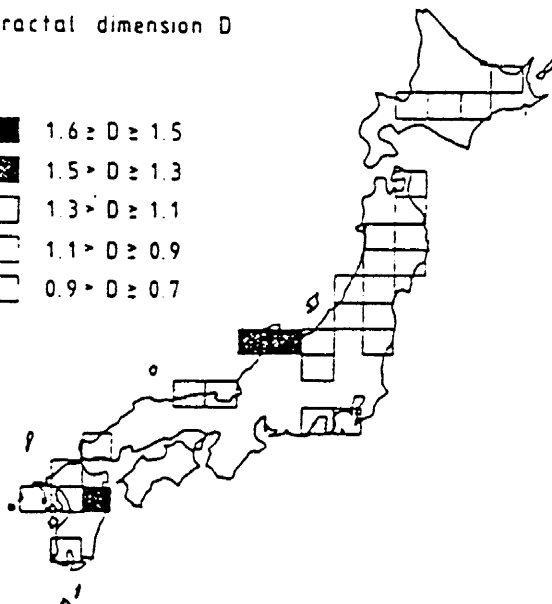
οπου  $D$  είναι η φρακταλ διασταση. Πρακτικα απο τη γραφικη παρασταση ( $N(r)$  προς  $r$ ) σε διπλη λογαριθμικη κλιμακα μπορουμε ευκολα να βρουμε τη  $D$  αφου είναι η κλιση τη ευθειας. (βλεπε σχ.2.5). Οταν λοιπον ισχυει η παραπανω σχεση μπορουμε

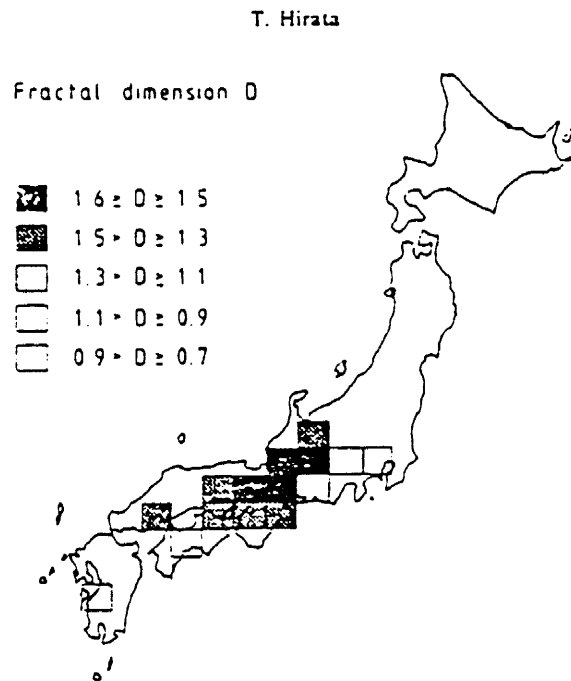
ευκολα να βρουμε τη φρακταλ διασταση της κατανομης απο τη κλιση του παραπανω διαγραμματος . Αυτη ειναι η λεγομενη μεθοδος των " τετραγωνων " ( σχ.2.6) ( box-counting algorithm, Mandelbrot 1983 ). Στη μελετη του Ιαπωνα Hirata αυτη η μεθοδος χρησιμοποιηται για να βρεθει η φρακταλ διασταση ενος ρηγματος.



Fractal dimension D

- $1.6 \geq D \geq 1.5$
- ▣  $1.5 > D \geq 1.3$
- $1.3 > D \geq 1.1$
- $1.1 > D \geq 0.9$
- $0.9 > D \geq 0.7$

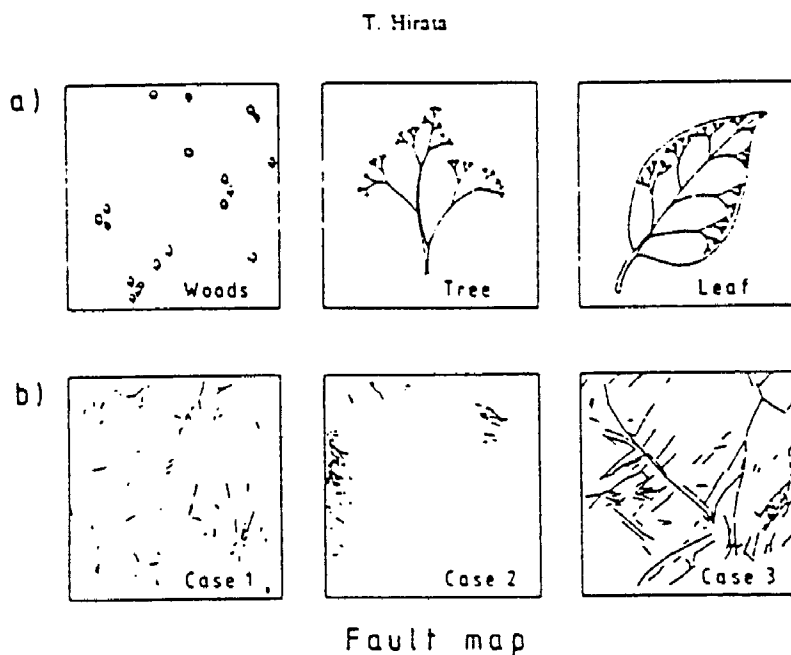




σχημα 2.6

Η φρακταλ διασταση είναι μια τόσο βολική έννοια και γι αυτό πρέπει να είμαστε αρκετά προσεκτικοί όταν λέμε ότι ένα αντικείμενο είναι φρακταλ ή ότι έχει την ταδε διασταση. Για παραδειγμα σκεφτείται ένα δέντρο (σχ.2.7) το οποίο είναι ένα διασημο παραδειγμα ενός φρακταλ αντικειμενου στη φυση. Χρησι-μοποιώντας τη μεθοδο των τετραγωνων μπορούμε να βρούμε τη φρακταλ διασταση των κλαδιων του δεντρου. Ταυτοχρονα μπορούμε

να βρούμε τη φρακταλ διασταση των φλεβων των φυλλων του ή  
ακομη σε μεγαλυτερη κλιμακα τη φρακταλ διασταση της χωρικης  
κατανομης των δεντρων στην επιφανεια της Γης .



σχημα 2.7

Γινεται λοιπον φανερο οτι μπορουμε να βρούμε τη φρακταλ  
διασταση της κατανομης των σεισμικων ρηγματων στο χωρο που  
ειναι και το κυριο αντικειμενο αυτης της εργασιας.

### 2.3.5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η φρακταλ διασταση των συστηματων ρηγματων στην Ιαπωνια κυ-  
μαινεται απο 1.05 εως 1.60 . Οι Okubo και Aki ( 1987 )  
εδειξαν οτι η φρακταλ διασταση για ολοκληρο το φραγμα του Αγ.  
Ανδρεα ειναι 1.31 και κυμαινοταν απο 1.12 εως 1.43 σε διαφορα

τμήματα . Ο Aviles ( 1987 ) βρήκε ότι η φρακταλ διαστάση κυμαίνεται από 1.0008 έως 1.0191 κατά μήκος της κυρίας γραμμής ρηγματος του ρηγματος του Αγ. Ανδρεα . Η διαφορά που υπάρχει μεταξύ Okubo , Aki και Aviles είναι εξαιτίας της διαφοράς στη μεταχείριση των διακλαδωτων ρηγματων . Τα στοιχεία που χρησιμοποιήθηκαν από τους Okubo and Aki περιλαμβάνουν τα διακλαδωτα ρηγματα ενώ του Aviles όχι .

Στο σχήμα 2.8 η φρακταλ διαστάση  $D = 1.16$  που παρήχθη από τη κλίση του διαγράμματος που φαίνεται στο σχήμα 2.8β περιγράφει τη χωρική κατανομή του ρηγματος στη περιοχή , και η φρακταλ διαστάση  $D = 1.49$  από το διάγραμμα του σχήματος 2.8c είναι από τη γεωμετρία των διακλαδωτων ρηγματων . Αυτή η διαφορά στη φρακταλ διαστάση είναι και η διαφορά από τη φρακταλ διαστάση για το ρήγμα του Αγίου Ανδρεα ανάμεσα στους Okybo , Aki και Aviles . Έτσι γίνεται πλέον φανερό ότι πρέπει να αποσαφηνίσουμε ποια δομή στα αντικείμενα θέλουμε να χαρακτηρίσουμε με τη φρακταλ διαστάση .

Κ Ε Φ Α Λ Α Ι Ο   Τ Ρ Ι Τ Ο  
ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ  
ΜΕ ΦΡΑΚΤΑΛ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ (ΔΕΔΟΜΕΝΑ - ΜΕΘΟΔΟΣ )



### 3.1 ΠΗΓΕΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Σε αυτή τη παράγραφο γίνεται μια αναλυτική παρουσίαση των πηγών των δεδομένων που χρησιμοποιήσαμε σε αυτή τη μελέτη. Οι πηγές αυτές ήταν :

- Ο σεισμοτεκτονικός χάρτης της Ελλάδας.
- Κατάλογοι σεισμών του Ελληνικού χώρου.
- Μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων.

Η περιγραφή αυτών των πηγών γίνεται αναλυτικά παρακάτω.

#### 3.1.1 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ .

Τα σεισμοτεκτονικά δεδομένα για τα σεισμικά και ενεργά ρήγματα αντλήθηκαν από το σεισμοτεκτονικό χάρτη της Ελλάδας η εκπόνηση του οποίου πραγματοποιήθηκε από :

- α. Το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (ΙΓΜΕ)
- β. Το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών και
- γ. Το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Ο χάρτης αυτός εκδόθηκε το 1988 και στη χρηματοδότησή του συνέβαλε και ο Ο.Α.Σ.Π. ( Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας . ) . Η κλίμακα του χάρτη αυτού είναι 1 προς 500000 ( 1:500000 ) .

Ο χάρτης αυτός μας δίνει πάρα πολλές και ποικίλες σεισμογεωλογικές πληροφορίες . Μας ενημερώνει για τα είδη των πετρωμάτων σε κάθε περιοχή της Ελλάδας , απεικονίζει τα σεισμικά επίκεντρα όλων των σεισμών που έχουν γίνει στον

Ελλαδικό χώρο και τέλος πανω σ'αυτόν φαίνονται όλα τα ρήγματα ( σεισμικά , ενεργά και μη ενεργά ) που υπάρχουν .Είναι πολύχρωμος και το χαρακτηριστικό του είναι ότι κάθε είδος πετρώματος συμβολίζεται με διαφορετικό χρώμα , όπως άλλωστε και κάθε είδος ρήγματος . Στη μελέτη μας ο χάρτης αυτός υπήρξε πηγή δεδομένων όσον αφορά τις πληροφορίες που αντλήσαμε για τα σεισμικά και ενεργά ρήγματα της Ελλάδας .

Έτσι τα σεισμικά ρήγματα στο χάρτη φαίνονται με κόκκινο χρώμα ενώ τα ενεργά με πράσινο . Πρέπει να σημειωθεί ότι σε άλλα σημεία του χάρτη τα ρήγματα απεικονίζονται με συνεχή γραμμή και σε άλλα με διακεκομμένη . Αυτό αντιστοίχως δείχνει σε ποιές περιοχές τα ρήγματα είναι εμφανή και σε ποιές όχι . Όμως στη μελέτη αυτή για τα μεν σεισμικά ρήγματα ( κόκκινα ) λάβαμε υπόψη μας και τα " διακεκομμένα " , για τα δε ενεργά μόνο τα συνεχή . Αυτή η διαφοροποίηση έγινε μόνο και μόνο επειδή τα σεισμικά ρήγματα είναι αυτά που προέρχονται από τους πιο πρόσφατους σεισμούς και για τα οποία πληροφορίες " επι τοπου " έρευνας , ενώ για τα ενεργά ρήγματα οι πληροφορίες είναι από διάφορες πηγές μιας και έχουν προέλθει από πολύ παλαιότερους σεισμούς .

### 3.1.2. ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΠΟΥ ΕΠΙΛΕΧΘΗΚΑΝ

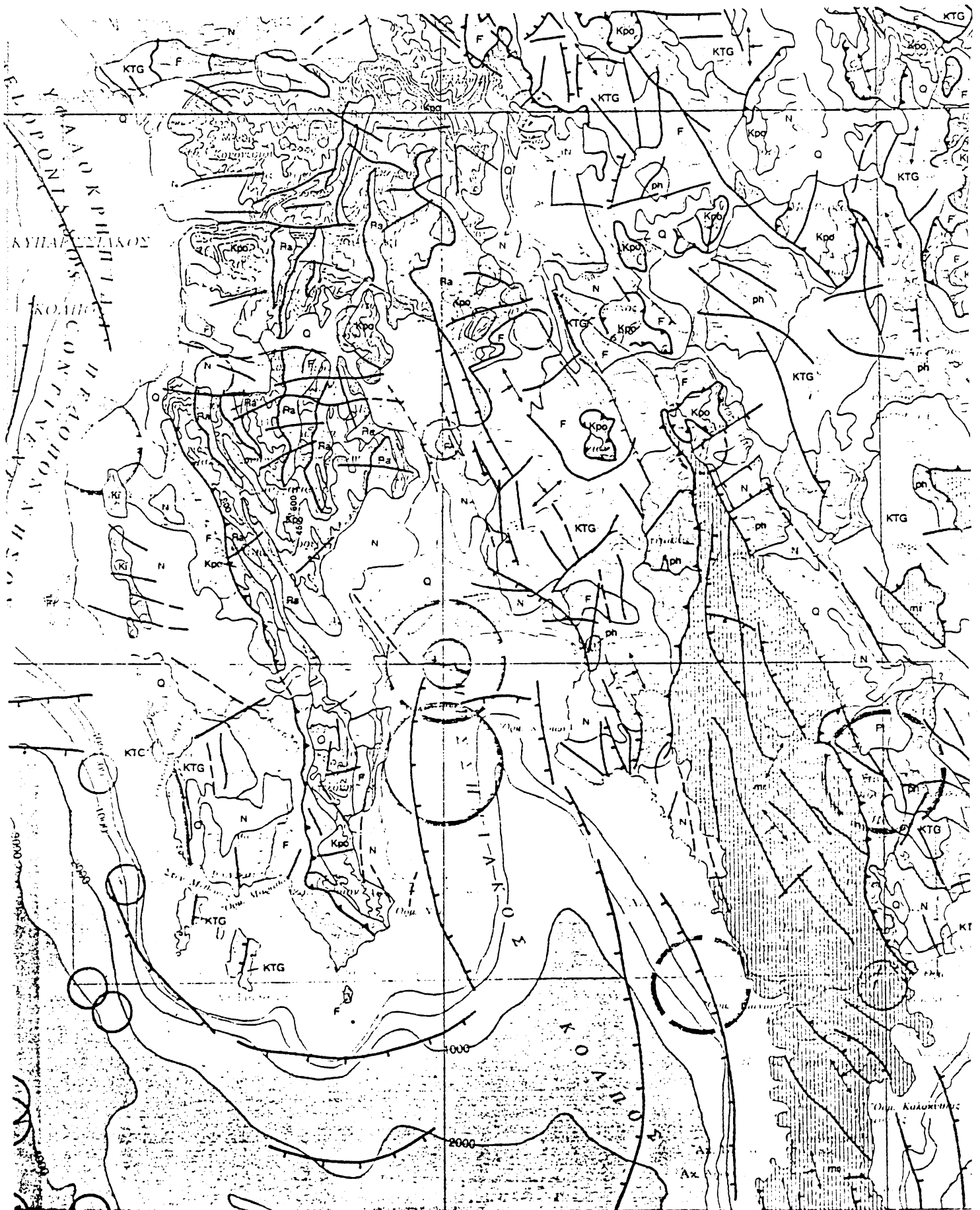
Η μελέτη που παρουσιάζεται στο παρακάτω κεφάλαιο δεν ήταν δυνατόν να γίνει σε όλη την έκταση του Ελλαδικού χώρου . Ήταν αδύνατο να μελετηθεί , με τα υπάρχοντα μέσα , η γεωγραφική κατανομή των σεισμικών ρηγμάτων σε ολόκληρη την Ελληνική επι-

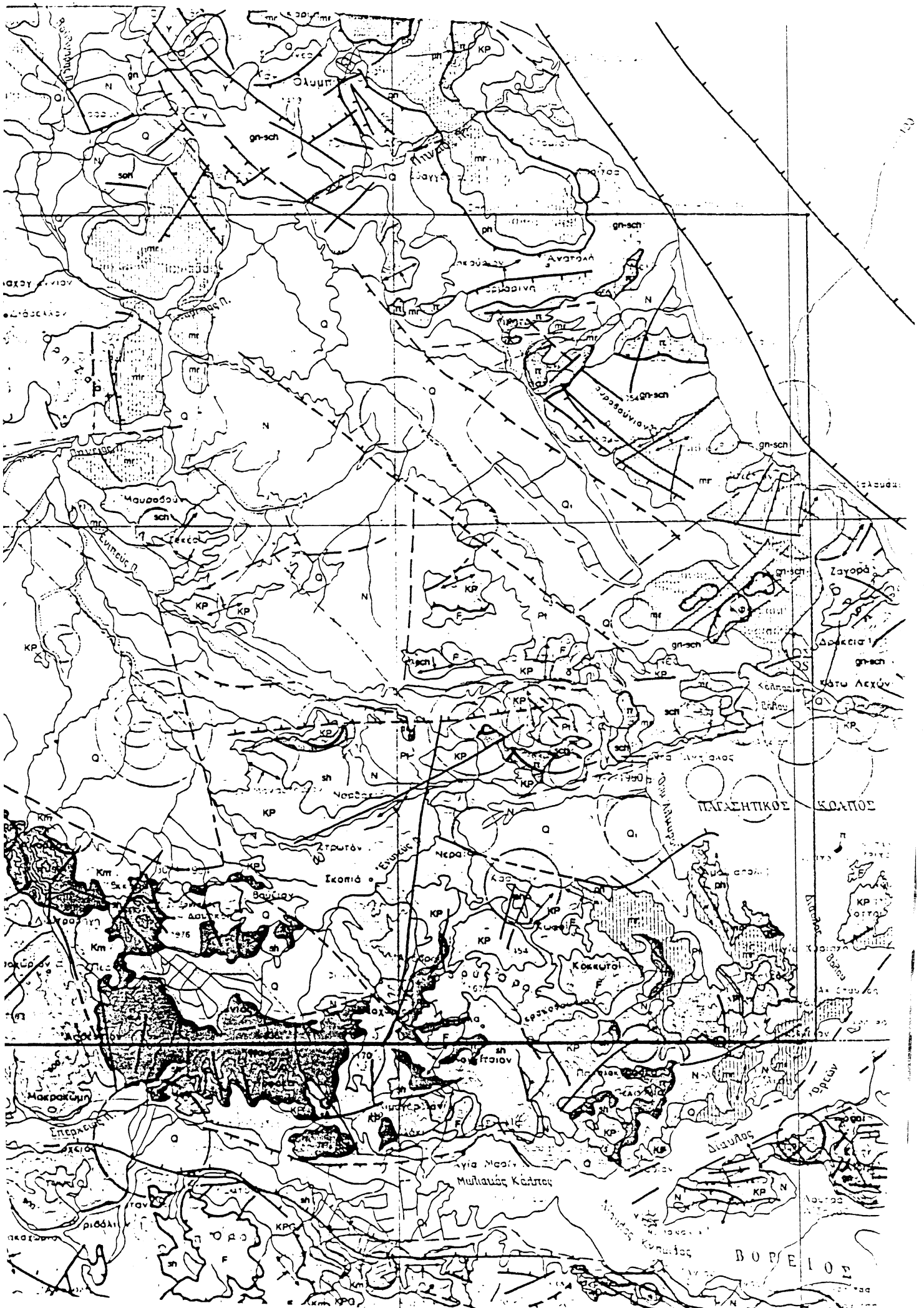
κράτεια . Γι αυτο το λόγο άλλωστε αλλά και για το γεγονός οτι η γεωγραφική κατανομή των σεισμικών και ενεργών ρηγμάτων στον Ελλαδικό χώρο ολόκληρο , δεν παρουσιάζει πρακτικό ενδιαφέρον , επιλέχθηκαν καποιές περιοχές του Ελλαδικού χώρου και πάνω σε αυτές έγινε η μελέτη της σεισμικότητας που παρουσιάζεται εκτενώς παρακάτω . Τα κριτήρια επιλογής αυτών των περιοχών ήταν κυρίως σεισμοτεκτονικά αλλά κατά βάση επιλέχθηκαν και περιοχές με μεγάλο αεροπορικό ενδιαφέρον . Έτσι επιλαχθηκαν τέσσερις περιοχές οι οποίες είναι :

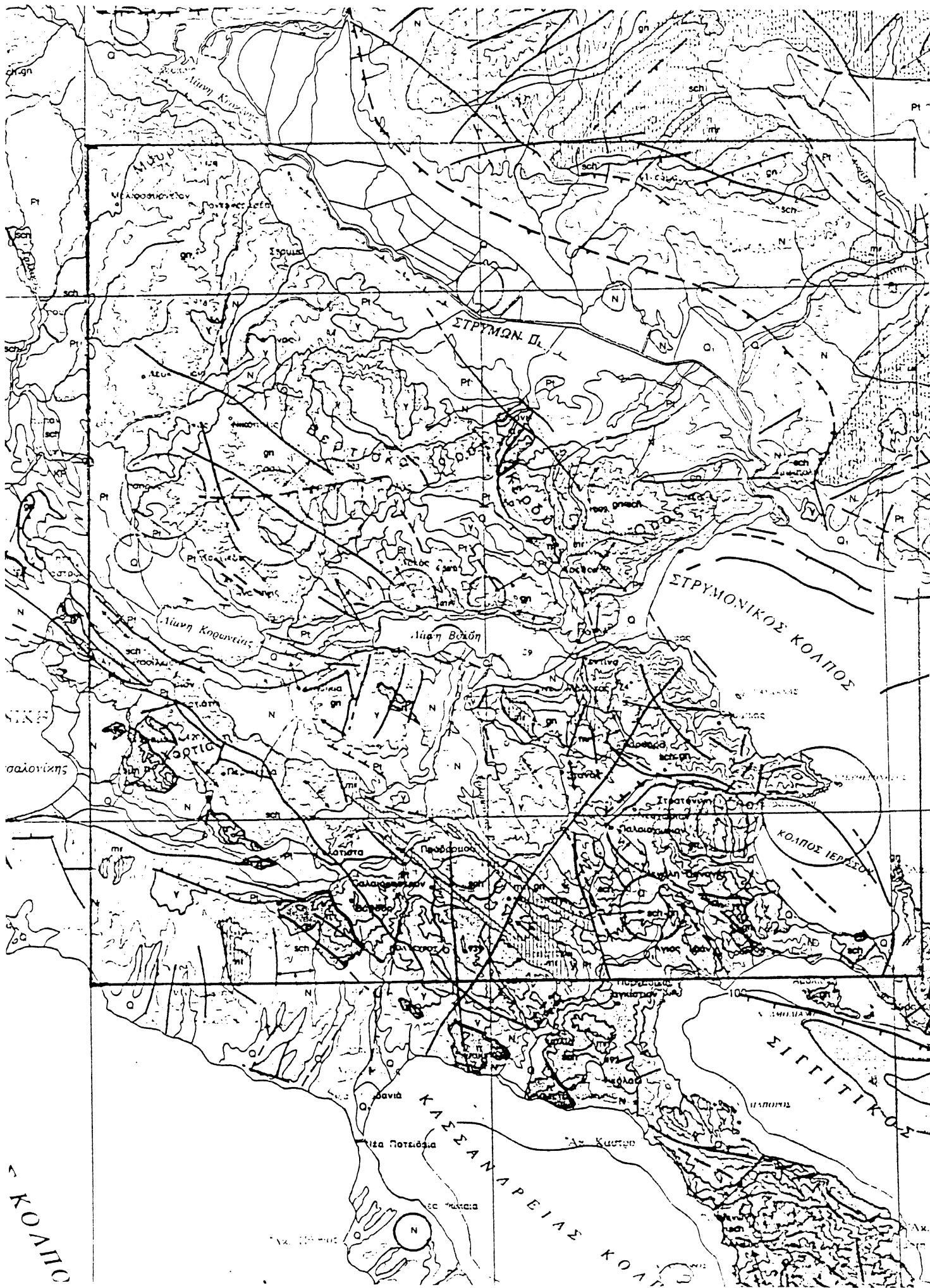
- Περιοχή Θεσσαλονίκης Χαλκιδικής με όρια : 23.0 εως 24.05 μοίρες ανατολικό γεωγραφικό μήκος και βόρειο γεωγραφικό πλάτος απο 40.32 εως 41.15 μοιρες.
- Περιοχή Θεσσαλίας με όρια : 22.0 εως 23.03 ανατολικό γεωγραφικό μήκος και 39.0 εως 39.82 βόρειο γεωγραφικό πλάτος .
- Περιοχή Κορινθιακού κόλπου με όρια 22.35 εως 23.40 μοίρες ανατολικό γεωγραφικό μήκος και 37.0 εως 38.5 μοίρες βόρειο γεωγραφικό πλάτος .
- Περιοχή Καλαμάτας με όρια : 21.56 εως 23.1 μοίρες ανατολικό γεωγραφικό μήκος και 36.7 εως 37.5 μοίρες βόρειο γεωγραφικό πλάτος .

Κάθε περιοχή που επιλέχθηκε έχει μορφή τετραγώνου , που στο σεισμοτεκτονικό χάρτη φαίνεται με πλευρά 17.5 εκατοστά ( κλ. 1:500000 ) και καλύπτει έκταση 87.5 χ 87.5 Km δηλαδή 7657 Km<sup>2</sup> περίπου.

Στις εποόμενες σελίδες παρατίθενται μερικά αποσπασμάτα απο το σεισμοτεκτονικό χάρτη με τις τέσσερις περιοχές που επιλέξαμε.









### 3.1.3 ΚΑΤΑΛΟΓΟΙ ΣΕΙΣΜΩΝ

Μια άλλη πηγή δεδομένων που χρησιμοποιήσαμε ήταν οι " κατά-  
λογοι σεισμών " οι οποίοι περιέχουν όλους τους σεισμούς που  
έχουν γίνει στον Ελλαδικό χώρο τον τελευταίο αιώνα . Απο  
αυτούς τους καταλόγους βρήκαμε τους σεισμούς εκείνους που  
έχουν γίνει στις τέσσερις προαναφερθέντες περιοχές και οι  
οποίοι φαίνονται στους παρακάτω πίνακες . Η μελέτη της  
γεωγραφικής κατανομής των επικέντρων έγινε σε δύο χρονικά  
διαστήματα :

- Χρονικό διάστημα 1911 - 1985 για μεγέθη σεισμών μεγαλύτερα  
ή το πολύ ίσα με 5.2 βαθμούς της κλίμακας Richter.
- Χρονικό διάστημα 1964 - 1985 για μεγέθη σεισμών μεγαλύτερα  
ή το πολύ ίσα με 4.5 βαθμούς της κλίμακας Richter.

Αυτό έγινε διότι τα δεδομένα για τους σεισμούς που έγιναν  
πριν το 1964 είναι ανακριβή όσο μικρότερο είναι το μέγεθος  
αυτών . Ενω από την άλλη μεριά είναι βέβαιο ότι απο το 1964  
και μετά οι πληροφορίες μας για τους σεισμούς που έγιναν με  
μέγεθος  $M \geq 4.5$  είναι αρκετά ακριβείς . Στους επόμενους  
πίνακες φαίνονται οι παραπάνω κατάλογοι για κάθε μια απο τις  
τέσσερις περιοχές και στη συνέχεια παρουσιάζεται η γεωγραφική  
κατανομή των σεισμικών επικέντρων των τεσσάρων περιοχών .



ΠΕΡΙΟΧΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ  
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ Μ  $\geq$  4.5  
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1964 - 1985

ΗΜ/ΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΜΕΓΕΘΟΣ
	πλάτος	μήκος	
16/4/1970	40.7	23.4	5.2
23/5/1978	40.7	23.3	4.9
20/6/1978	40.8	23.2	6.5
02/3/1981	40.7	23.2	4.6
26/8/1983	40.5	23.9	4.9
19/2/1984	40.5	23.4	4.9

## ΠΕΡΙΟΧΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ  $M \geq 5.2$ 

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1911 - 1985

ΗΜ/ΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΜΕΓΕΘΟΣ
	πλάτος	μήκος	
20/12/1929	40.4	23.8	5.3
18/8/1931	40.7	23.5	5.4
26/9/1932	40.5	23.9	7.0
18/2/1935	40.4	23.8	5.3
08/4/1936	41.0	23.5	5.5
17/7/1958	40.6	23.4	5.6
13/7/1960	40.6	23.4	5.4
16/4/1970	40.7	23.4	5.2

ΠΕΡΙΟΧΗ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ Μ >= 4.5  
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1964 - 1985

ΗΜ/ΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΜΕΓΕΘΟΣ
	πλάτος	μήκος	
22/6/1976	39.4	22.1	5.2
31/1/1978	39.3	22.9	4.6
21/6/1979	39.6	22.2	4.5
21/1/1980	39.3	22.9	4.7
09/7/1980	39.3	22.9	6.5
07/12/1984	39.3	22.9	4.5
30/4/1985	39.3	22.8	5.8

ΠΕΡΙΟΧΗ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ Μ  $\geq$  5.2  
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1911 - 1985

ΗΜ/ΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΜΕΓΕΘΟΣ
	πλάτος	μήκος	
22/10/1911	39.5	23.0	6.0
31/3/1930	39.5	23.0	6.1
01/3/1941	39.6	22.5	6.3
30/4/1954	39.3	22.2	7.0
08/3/1957	39.3	22.6	6.8
22/2/1976	39.4	22.1	5.2
09/7/1980	39.3	22.9	6.5
30/4/1985	39.3	22.8	5.8

ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ  
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ Μ  $\geq$  4.5  
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1964 - 1985

ΗΜ/ΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΜΕΓΕΘΟΣ
	πλάτος	μήκος	
06/7/1965	38.4	22.4	6.3
02/1/1966	37.7	23.2	5.1
12/6/1967	38.1	22.8	5.1
04/7/1968	37.8	23.2	5.5
13/1/1969	38.3	22.5	4.8
08/4/1970	38.3	22.6	6.2
01/10/1970	38.0	22.8	5.2
01/1/1975	38.2	22.8	4.5
08/1/1975	38.1	23.0	4.5
08/1/1975	38.2	22.6	5.5
16/1/1977	37.8	22.9	4.9
05/4/1978	37.7	23.1	4.7
08/6/1979	38.4	23.1	4.5
02/7/1979	38.1	22.9	4.5
28/2/1980	38.2	23.2	4.7
24/4/1980	38.2	23.2	4.6
24/2/1981	38.2	23.0	6.7
19/9/1983	38.7	22.5	4.8

ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ  
 ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ Μ  $\geq$  5.2  
 ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1911 - 1985

ΗΜ/ΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΜΕΓΕΘΟΣ
	πλατος	μηκος	
22/4/1928	37.9	23.0	6.3
17/4/1930	37.8	23.1	5.9
04/1/1931	37.9	22.9	5.6
05/9/1953	37.9	23.1	5.8
13/6/1953	38.1	22.6	5.5
06/7/1965	38.4	22.4	6.3
04/7/1968	37.8	23.2	5.5
08/4/1970	38.3	22.6	6.2
01/10/1970	38.0	22.8	5.2
08/1/1975	38.2	22.6	5.5
24/2/1981	38.2	23.0	6.7

ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΚΑΤΑΛΟΓΟ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ Μ  $\geq$  5.2

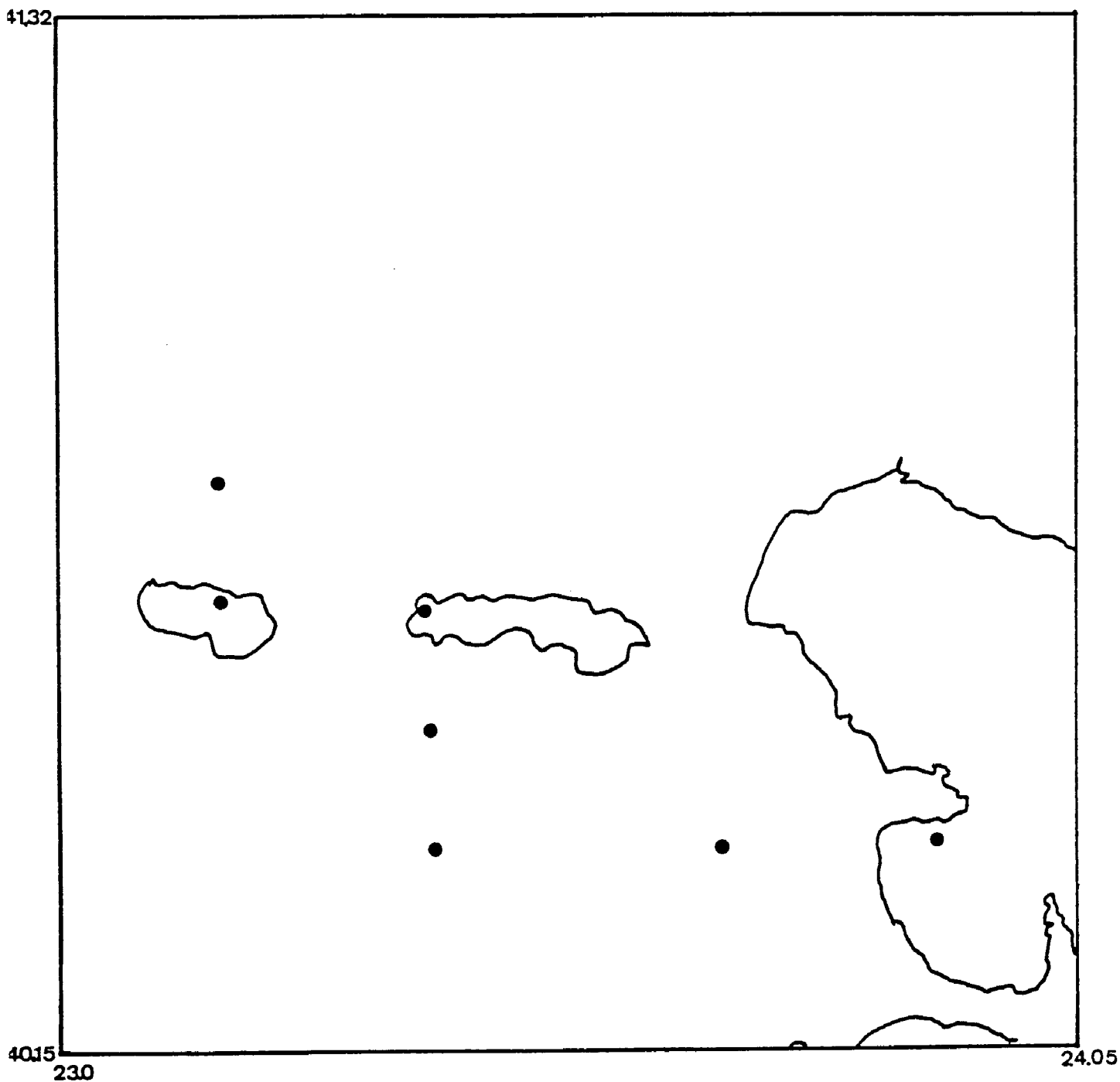
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1911 - 1985

ΗΜ/ΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΜΕΓΕΘΟΣ
	πλάτος	μήκος	
25/10/1901	37.0	22.2	5.5
24/12/1901	37.2	22.2	5.8
20/9/1911	37.5	22.5	5.3
05/1/1913	37.5	22.2	5.3
31/12/1951	37.5	22.5	5.4
14/1/1936	36.6	23.1	5.5
30/7/1944	36.7	22.5	5.9
06/10/1947	36.9	22.0	7.0
24/8/1951	36.9	21.6	5.4
13/6/1955	37.3	22.1	5.2
13/4/1955	37.2	22.3	5.9
16/8/1959	37.2	22.0	5.3
02/10/1961	37.0	22.0	5.7
24/5/1966	37.3	21.9	5.2
01/9/1966	37.5	22.1	5.9
09/10/1984	37.1	21.8	5.2

ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ  
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ Μ  $\geq$  4.5  
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1964 - 1985

ΗΜ/ΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΜΕΓΕΘΟΣ
	πλάτος	μήκος	
27/1/1964	36.9	22.0	4.5
15/1/1966	36.7	23.1	4.8
24/5/1966	37.3	21.9	5.2
01/9/1966	37.5	22.1	5.9
26/5/1971	37.1	21.7	4.6
18/12/1971	36.8	23.0	4.6
05/7/1972	37.0	21.9	4.7
22/5/1973	36.7	22.1	4.6
23/2/1977	36.8	21.8	4.6
30/7/1977	36.8	21.6	5.0
16/3/1978	36.7	21.6	5.1
01/12/1979	37.3	21.7	5.0
23/9/1981	36.9	22.2	4.5
09/10/1984	37.1	21.8	5.2

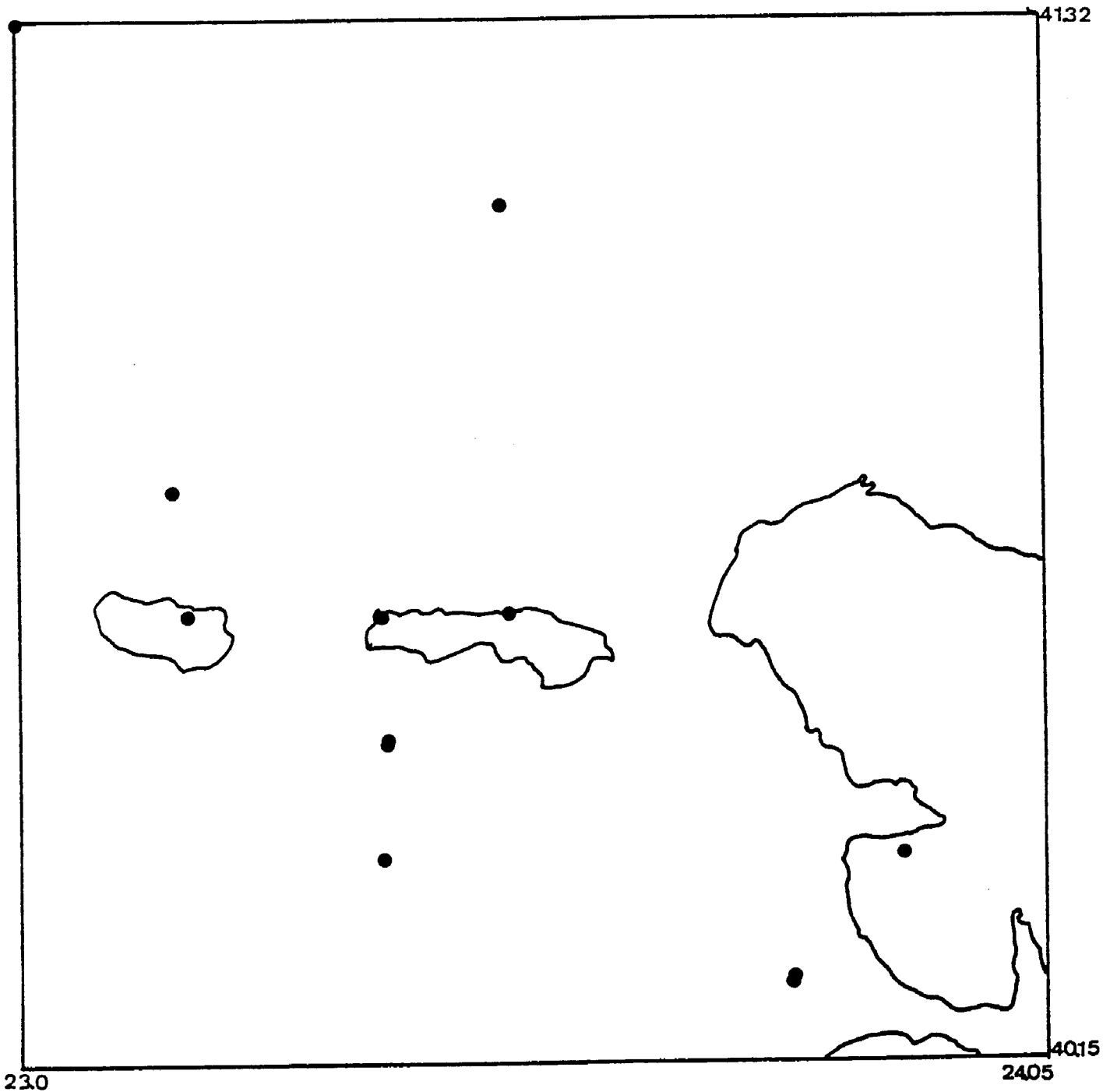




ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΜΙΚΡΟΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ : 4.5

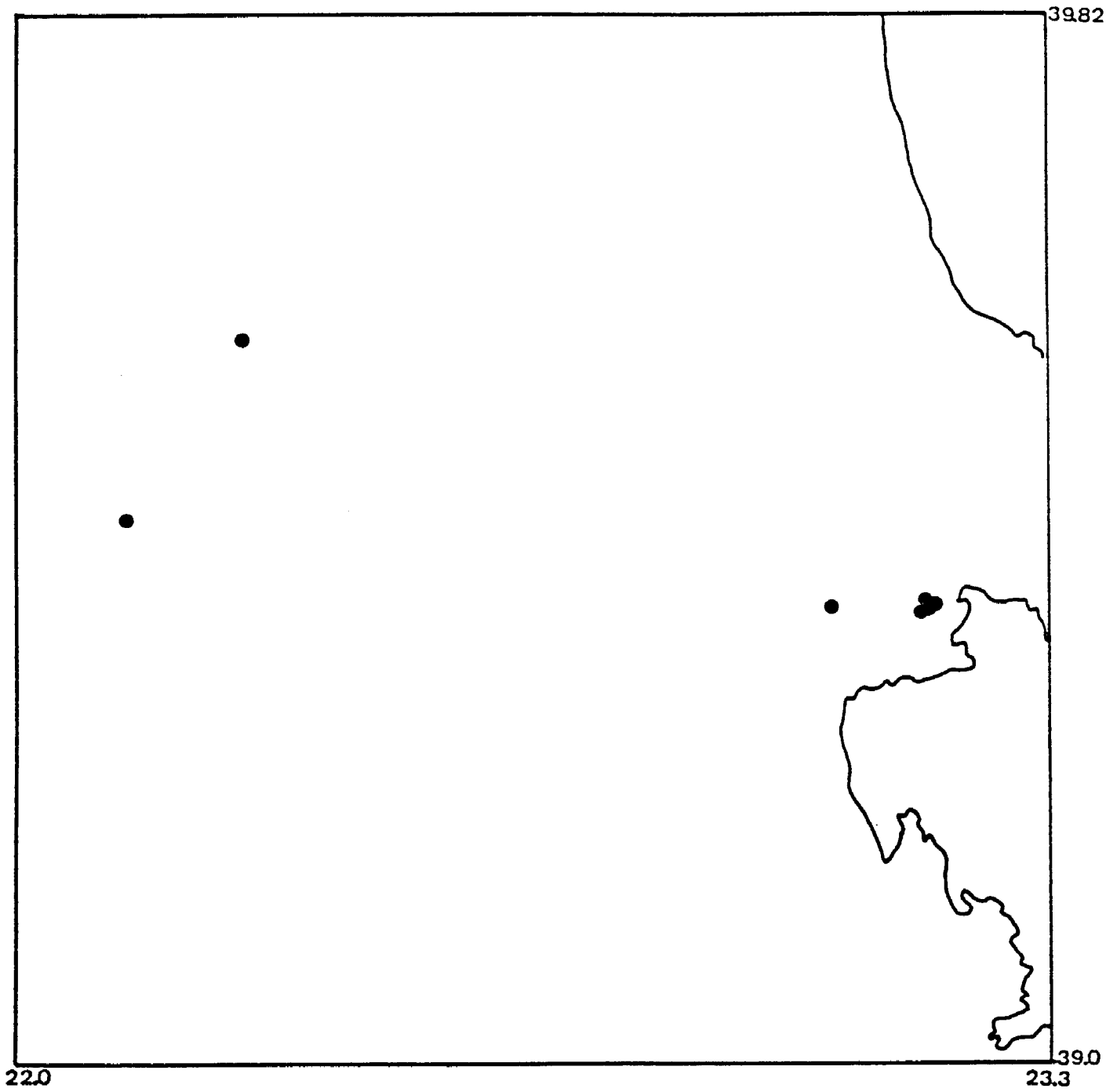
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1964 - 1985



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΜΙΚΡΟΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ : 5.2

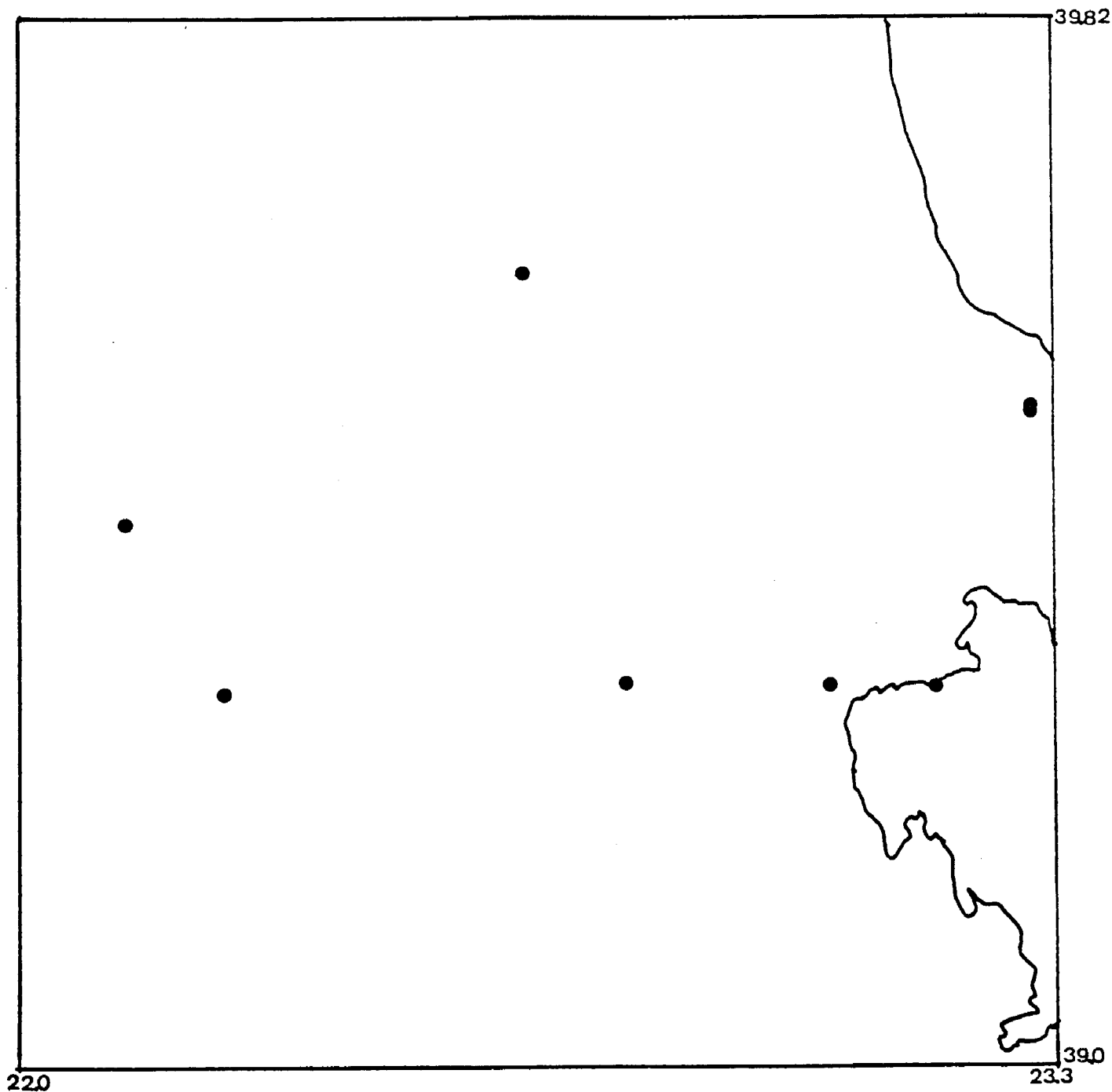
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1911 - 1985



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΜΙΚΡΟΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ : 4.5

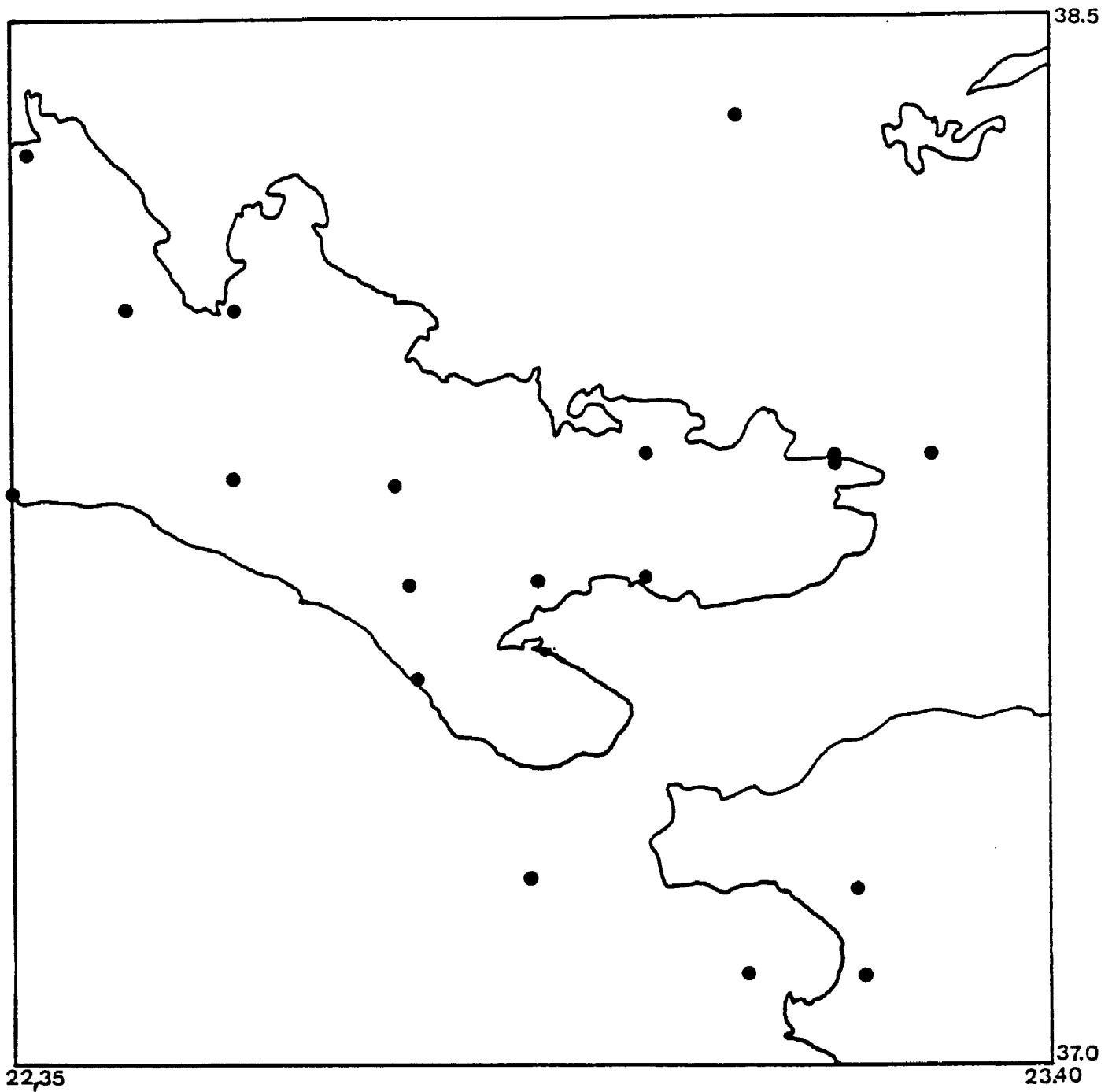
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1911 - 1985



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΜΙΚΡΟΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ : 5.2

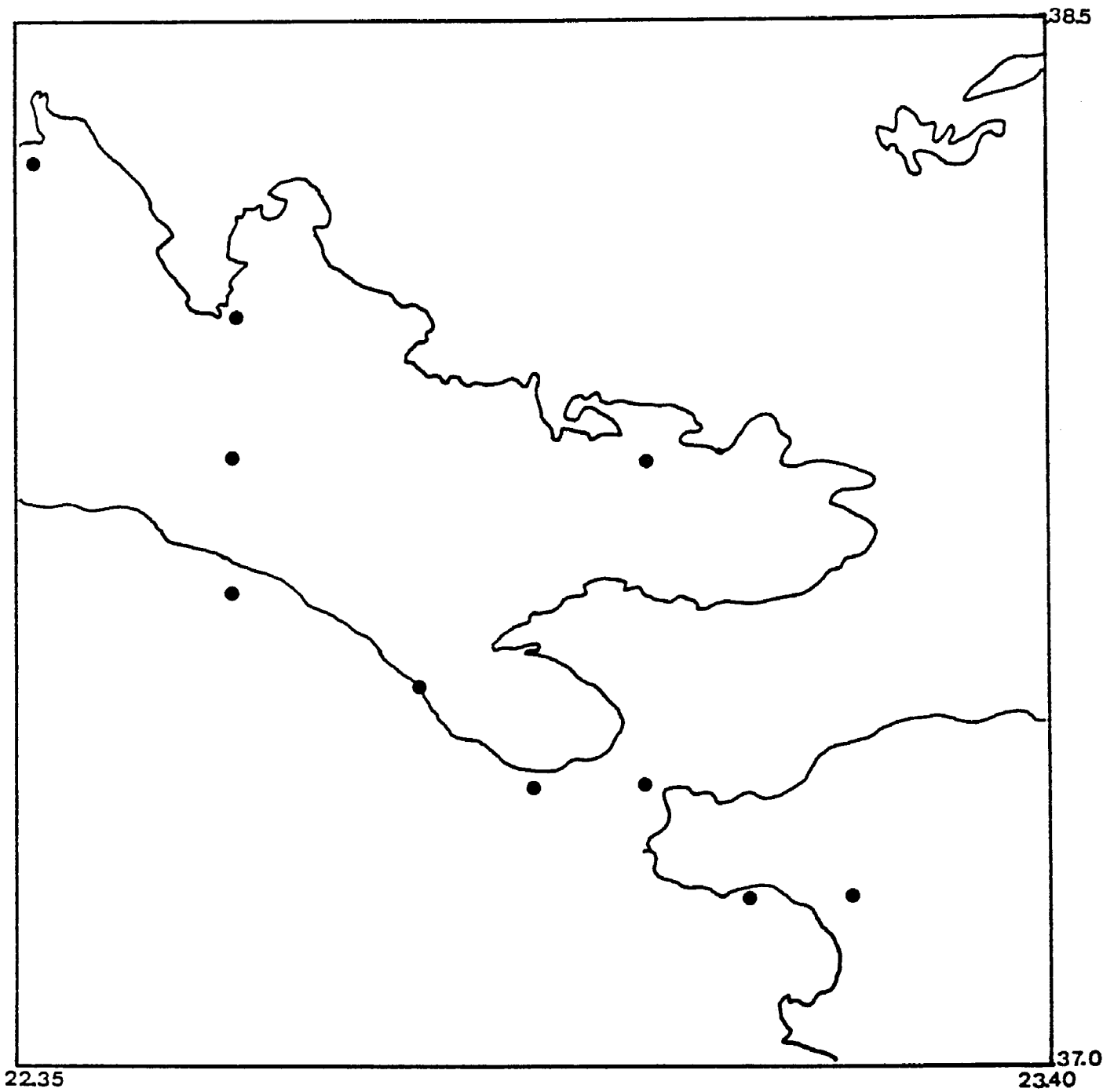
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1964 - 1985



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΜΙΚΡΟΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ : 4.5

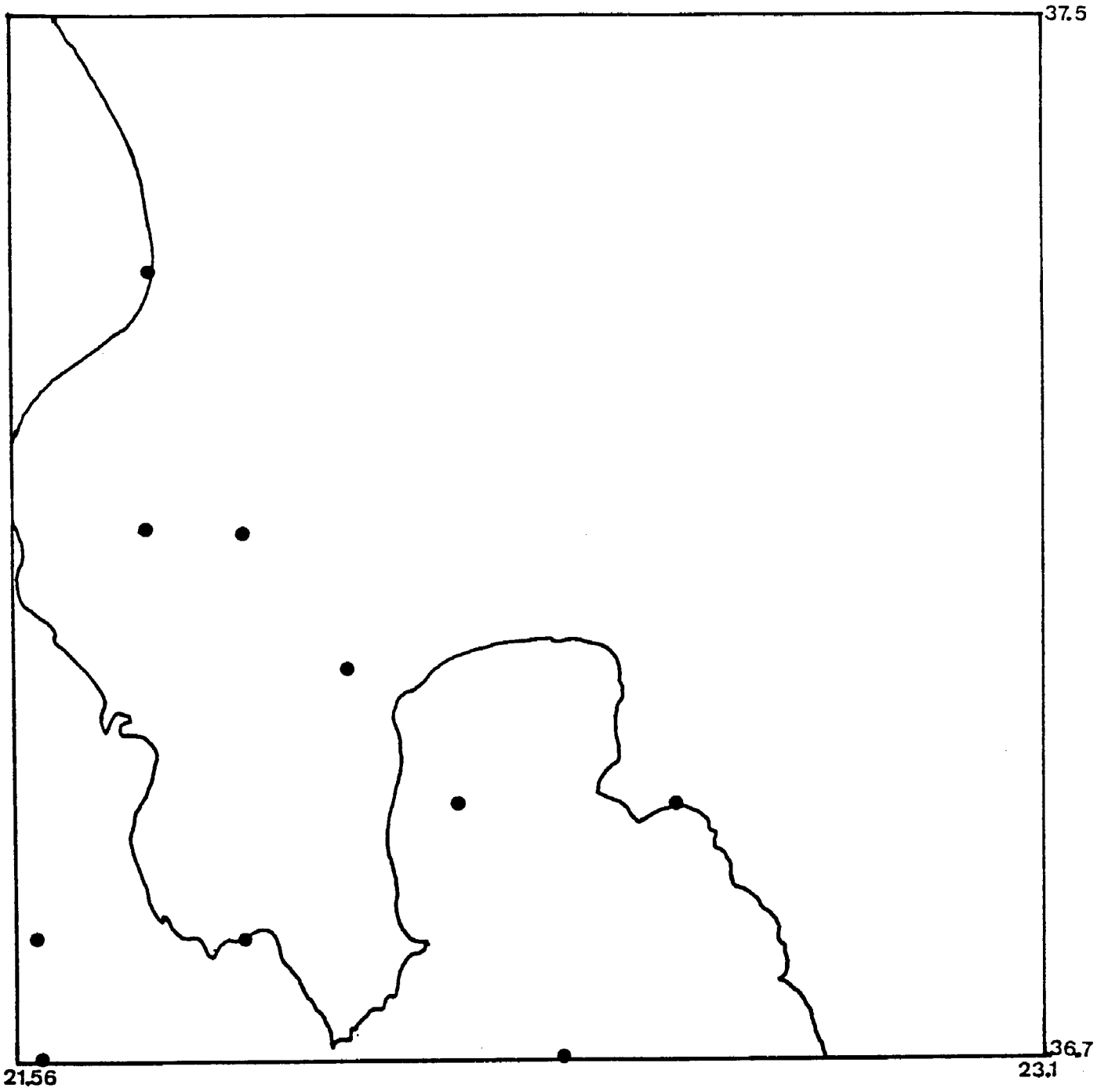
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1964 - 1985



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΜΙΚΡΟΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ : 5.2

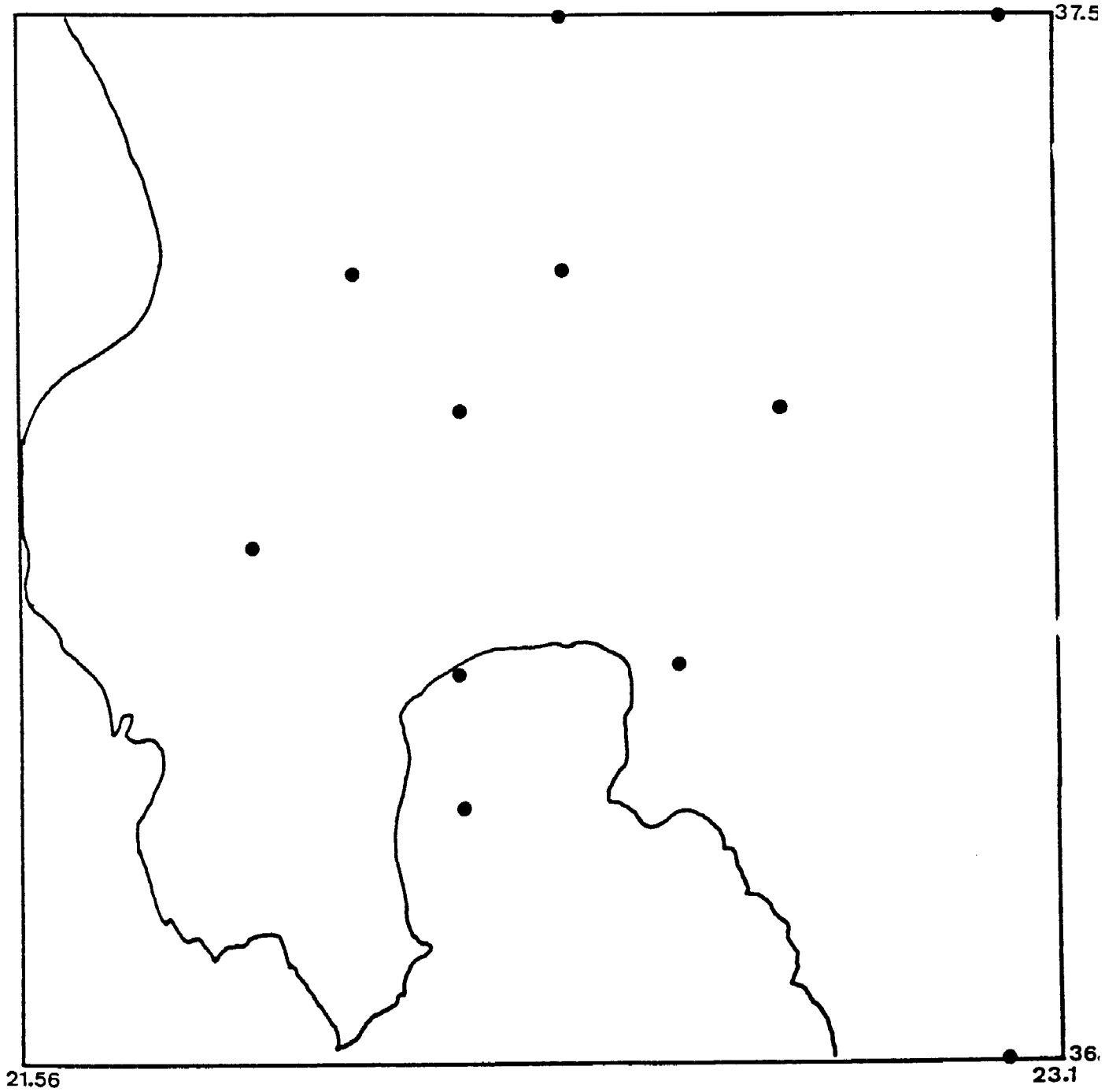
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1911 - 1985



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΜΙΚΡΟΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ : 4.5

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1964 - 1985



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΜΙΚΡΟΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ : 5.2

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ : 1911 - 1985



### 3.1.4 ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ.

Τα πειραματικά δεδομένα τις περισσότερες φορές είναι ανακριβή . Για το λόγο αυτό προσπαθούμε να βρούμε ένα τρόπο ώστε να δημιουργούμε μια συνάρτηση που να μπορεί να προσεγγίζει όσο το δυνατό περισσότερο τα πειραματικά δεδομένα . Για παράδειγμα , ας υποθέσουμε ότι έχουμε τη σχέση δυο μεταβλητών  $x$  και  $y$  την οποία δε γνωρίζουμε και ψάχνουμε να τη βρούμε . Με το πείραμα δίνουμε τιμές στη μεταβλητή  $x$  εστω  $x_1 , x_2 , x_3 \dots$  και παίρνουμε αντίστοιχα τα  $y_1 , y_2 , y_3 \dots$  [ προφανώς είναι  $y = f ( x )$  ] . Τότε έχουμε ότι οι ποσότητες :

$$e_1 = f( x_1 ) - y_1$$

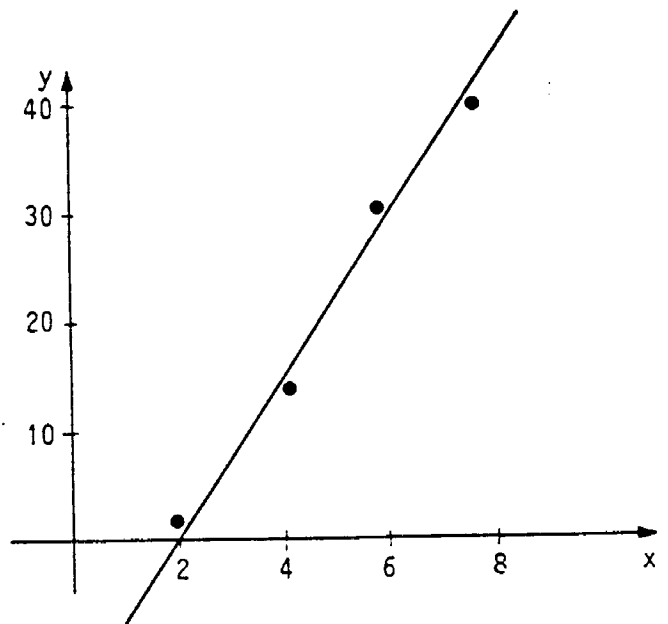
είναι τα σφάλματα της μέτρησης. Σκοπός μας είναι λοιπόν να βρούμε μια συνάρτηση  $g(x)$  που να προσεγγίζει όσο το δυνατόν καλύτερα τη συνάρτηση  $f(x)$ . Τελικά δηλαδή σκοπός είναι να μειώσουμε όσο μπορούμε περισσότερο τα σφάλματα  $e_1$  . Με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων προσπαθούμε να ελαχιστοποιήσουμε τη διαφορά αυτή υψωμένη στη δεύτερη δύναμη ( τετράγωνο ) .

Πολλές φορές παριστάνοντας τα ζεύγη των τιμών  $x , y$  σε ένα καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων παρατηρούμε ότι η συνάρτηση που τα προσεγγίζει είναι πρώτου βαθμού ( δηλαδή ευθεία γραμμή ) .

Εστω λοιπόν ο πίνακας τιμών που φαίνεται παρακάτω :

$x_1$	2	4	6	8
$y_1$	2	11	28	40

Απο τη γραφική παράσταση του παραπάνω πίνακα , που φαίνεται στο παρακάτω σχήμα , παρατηρούμε ότι μπορούμε να υποθέσουμε ότι η πραγματική σχέση των δεδομένων είναι γραμμική.



Επίσης καμιά γραμμή δεν προσαρμόζεται ακριβώς στα δεδομένα , λόγω των σφαλμάτων στη διαδικασία της επιλογής των δεδομένων . Συνεπώς θα ήταν παράλογο να απαιτήσουμε η προσεγγιστική συνάρτηση να συμφωνεί ακριβώς με τα δεδομένα .

Μια καλή αντιμετώπιση αυτού του είδους του προβλήματος θα ήταν να βρούμε τη " βέλτιστη " γραμμή η οποία θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί σαν μια προσεγγιστική συνάρτηση σε οποιοδήποτε ενδιαμέσο σημείο , ακόμα και όταν αυτή δε συμφωνεί ακριβώς με τα δεδομένα .

Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων υπολογίζει τη βέλτιστη προσεγγιστική γραμμή εαν το σφάλμα της προσέγγισης είναι το άθροισμα των τετραγώνων των διαφορών μεταξύ των τιμών της

προσεγγιστικής γραμμής και των αντιστοίχων πειραματικών δεδομένων .

Για να γίνει εύκολα κατανοητή η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων , θεωρούμε αρχικά τα πειραματικά δεδομένα του παραπάνω πίνακα τιμών . Επίσης έστω η γραμμική συνάρτηση

$$y(x) = ax + \beta \quad (1)$$

Αν με  $y_i$  παραστήσουμε τις πειραματικές τιμές στα  $x_i$  ,  $i=1, \dots, 6$  και

$$y(x_i) = ax_i + \beta \quad (2)$$

τις αντίστοιχες τιμές πάνω στη προσδιοριστέα προσεγγιστική γραμμή , τότε το σφάλμα της προσέγγισης θα είναι

$$E = \sum_{i=1}^4 [y_i - (ax_i + \beta)]^2. \quad (3)$$

Το πρόβλημα ανάγεται στο να υπολογίσουμε τα  $a$  και  $\beta$  ώστε το σφάλμα να γίνει ελάχιστο . Πιο συγκεκριμένα , ζητάμε να υπολογίσουμε τα  $a, \beta$  ώστε να ελαχιστοποιηθεί η παράσταση

$$E = \{2 - (2a + \beta)\}^2 + \{11 - (4a + \beta)\}^2 + \{28 - (6a + \beta)\}^2 + \{40 - (8a + \beta)\}^2 \quad (4)$$

Αν θεωρήσουμε τη παράσταση (3) σαν συνάρτηση των μεταβλητών  $a, \beta$  , είναι γνωστό απο την ανάλυση οτι για ενα ελάχιστο στο  $(a, \beta)$  είναι αναγκαίες οι συνθήκες :

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial a} \sum_{i=1}^4 [y_i - (ax_i + \beta)]^2 &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial \beta} \sum_{i=1}^4 [y_i - (ax_i + \beta)]^2 &= 0 \end{aligned} \right. \quad (5)$$

$$2(2-2a-\beta)(-2)+2(11-4a-\beta)(-4)+2(28-6a-\beta)(-6)+2(40-8a-\beta)(-8)=0$$

$$2(2-2a-\beta)(-1)+2(11-4a-\beta)(-1)+2(28-6a-\beta)(-1)+2(40-8a-\beta)(-1)=0$$

ή τελικά

$$3\alpha + 5\beta = 134$$

$$20\alpha + 4\beta = 81 \quad (6)$$

Η λύση αυτού του γραμμικού συστήματος μας δίνει  $\alpha=6.55$  και  $\beta=12.5$ . Έτσι η βέλτιστη γραμμική εξίσωση σε σχέση με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων για τα δεδομένα του παραπάνω πίνακα τιμών είναι

$$y(x) = 6.55x + 12.5$$

Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιήθηκε για τη γραμμική παρεμβολή δεδομένων τόσο στην εύρεση της φράκταλ διάστασης των περιοχών που μελετήσαμε όσο και στη κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών και την αναζήτηση της σεισμοτεκτονικής παραμέτρου  $b$ .

### 3.2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΠΟΥ ΕΦΑΡΜΟΣΤΗΚΕ

Για την εύρεση της φράκταλ διάστασης των γεωγραφικών κατανομών των ρηγμάτων αλλά και των σεισμικών επικέντρων, αλλά και για τον υπολογισμό της σεισμοτεκτονικής παραμέτρου  $b$  εφαρμόστηκε η μεθοδολογία που αναλυτικά παρουσιάζεται στις παρακάτω παραγράφους.

### 3.2.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΤΟΥ " ΚΙΝΟΥΜΕΝΟΥ ΤΕΤΡΑΓΩΝΟΥ "

Για την εύρεση της φράκταλ διάστασης της γεωγραφικής κατανομής των ρηγμάτων αλλά και των σεισμικών επικέντρων , χρησιμοποιούμε τη μέθοδο του " κινούμενου τετραγώνου " ( box-counting or moving block algorithm ). Σύμφωνα με αυτή, κάθε περιοχή που στην ουσία είναι ένα τετράγωνο με πλευρά

$R_0 = 17.5 \text{ cm} (= 87.5 \text{ km})$  τη χωρίζουμε καταρχήν σε τέσσερα τετράγωνα με πλευρά  $R_0/2$  . Στη συνέχεια μετράμε το πλήθος  $N_1$  των τετραγώνων που περιέχουν τουλάχιστον ένα ρήγμα ή ένα επίκεντρο . Επαναλαμβάνουμε την διαδικασία μειώνοντας συνεχώς τη πλευρά του τετραγώνου που χρησιμοποιούμε , αυξανόμε δηλαδή το πλήθος των τετραγώνων στα οποία χωρίζουμε την προς εξέταση περιοχή . Η πλευρά  $r_n$  του κάθε τετραγώνου που χρησιμοποιούμε για το τεμαχισμό της περιοχής δίνεται από το τύπο  $r_n = R_0 / 2^n$  , όπου  $n = 1 , 2 , 3 \dots 6$  .

Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται έξι φορές . Θα μπορούσαμε να κάνουμε περισσότερες επαναλήψεις αλλά στη συγκεκριμένη κλίμακα που δουλεύουμε , μετά την έκτη επανάληψη , η πλευρά του τετραγώνου είναι μικρότερη από ένα χιλιοστό και επομένως είναι πρακτικά αδύνατο να σχεδιασθεί . Σε κάθε περίπτωση μετράμε το πλήθος των τετραγώνων που περιέχουν τουλάχιστον ένα κομμάτι ρήματος ή ένα επίκεντρο σεισμού .

Στη συνέχεια αποδίδουμε γραφικά το δεκαδικό λογάριθμο του πλήθους των τετραγώνων που περιέχουν τουλάχιστον ένα κομμάτι ρήματος σε συνάρτηση με το δεκαδικό λογάριθμο του αριθμού

$n_r$  . Οπου  $n_r$  είναι το κλάσμα  $R_0/r_n$  που δηλώνει πόσες φορές είναι μικρότερο κάθε τετράγωνο απο αυτά στα οποία χωρίζουμε τη περιοχή , σε κάθε επανάληψη . Απο την απεικόνιση αυτή των ζευγών  $[ \log ( Nr ) , \log ( n_r ) ]$  σε ένα σύστημα αξόνων παρατηρούμε οτι η συνάρτηση που συνδέει τα  $\log (Nr)$  και  $\log (n_r)$  πρέπει να είναι πρώτου βαθμού . Δηλαδή φαίνεται οτι τα μεγέθη αυτά τα συνδέει μια γραμμική σχέση , οπότε για να τη βρούμε χρησιμοποιούμε τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων για γραμμική παρεμβολή . Βρίσκοντας λοιπόν κανείς τη γραφική παράσταση του  $\log (Nr)$  σε συναρτηση με το  $\log (n_r)$  μπορεί εύκολα να βρει τη φράκταλ διάσταση της συγκεκριμένης κατανομής η οποία είναι η κλίση της ευθείας αυτής . Η ακρίβεια που χρησιμοποιείται στη μέθοδο αυτή είναι αρκετά μεγάλη γι αυτο και τα αριθμητικά δεδομένα έχουν ακρίβεια έκτου δεκαδικού ψηφίου ( ακρίβεια εκατομυριοστού ) .

### 3.2.2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΤΡΟΠΟΥ ΠΟΥ ΕΦΑΡΜΟΣΤΗΚΕ

Η μέθοδος αυτή που περιγράφεται παραπάνω εφαρμόστηκε για την εύρεση της φράκταλ διάστασης της γεωγραφικής κατανομής των ρηγμάτων ( ενεργών , σεισμικών και ενεργών και σεισμικών μαζί ) , αλλά και για τη φράκταλ διαστάση της γεωγραφικής κατανομής των σεισμικών επικέντρων .

Όσον αφορά τη γεωγραφική διανομή των ρηγμάτων βρίσκουμε τη φράκταλ διάσταση της κατανομής : α) των σεισμικών ρηγμάτων β) των ενεργών ρηγμάτων και γ) των σεισμικών και ενεργών ρηγμάτων μαζί . Έτσι για κάθε περιοχή βρίσκουμε τρεις τιμές

για τη φράκταλ διάσταση της κατανομής των ρηγμάτων .

Για τη κατανομή των σεισμικών επικέντρων παίρνουμε δυο τιμές φράκταλ διαστάσης οι οποίες εκφράζουν τη κατανομή των σεισμικών επικέντρων α) σεισμών με μέγεθος  $M \geq 4.5$  στο χρονικό διάστημα 1964 έως 1985 και β) σεισμών με  $M \geq 5.2$  στο χρονικό διάστημα 1911 έως 1985 . Αυτός ο διαχωρισμός γίνεται διότι από το 1911 έως το 1964 τα στοιχεία και οι πληροφορίες που έχουμε για τους " μικρούς " σεισμούς (  $4.5 \leq M \leq 5.2$  ) είναι ανακριβείς ενώ από το 1964 και έπειτα όλες οι πληροφορίες είναι από έγκυρες πηγές .

### 3.2.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ $b$ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΠΕΡΙΟΧΗ

Η παράμετρος  $b$  είναι ίσως η σημαντικότερη πληροφορία που μπορεί να δοθεί για τη σεισμοτεκτονική περιγραφή μιας περιοχής . Είναι η παράμετρος που προκύπτει από τη σχέση  $G-R$  ( συχνότητας - μεγέθους ) και παρέχει πολλές χρήσιμες πληροφορίες . Προκύπτει από τη κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών μιας περιοχής σε ένα χρονικό διάστημα και ταυτόχρονα χαρακτηρίζει αυτή τη κατανομή .

Στη μελέτη αυτή υπολογίστηκε η παράμετρος  $b$  για κάθε περιοχή από τη κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών που έχουν γίνει σ' αυτές τις περιοχές στο χρονικό διάστημα 1911 έως 1985 . Η παράμετρος  $b$  προκύπτει από τη σχέση  $G-R$

$$\log N_k = a_k - b M$$

όπου το  $N_k$  εκφράζει το αθροιστικό πλήθος των σεισμών και  $M$  το μέγεθος τους .

Όμως για να βρεθεί αυτή η παράμετρος θα πρέπει να γνωρίζουμε πόσοι σεισμοί από κάθε μέγεθος που έχουν γίνει σ' αυτές τις περιοχές από το 1911 μέχρι το 1985 . ( η μελέτη γίνεται για σεισμούς μέχρι το 1985 διότι δεν υπάρχουν ακόμη κατάλογοι σεισμών μετά το 1985 ) . Επίσης τα δεδομένα των σεισμών που παίρνουμε από τους υπάρχοντες καταλόγους σεισμών δεν είναι ακριβεί για όλα τα μεγέθη σ' ολό το χρονικό διάστημα των 75 ετών από το 1911 μέχρι το 1985 . Η ακρίβεια που έχουμε είναι : για σεισμούς με  $M \geq 4.5$  από το 1964 έως το 1985 , για σεισμούς με  $M \geq 4.8$  από το 1950 μέχρι το 1985 και για σεισμούς με  $M \geq 5.2$  από το 1911 μέχρι το 1985 .

Γι αυτό το λόγο βρήκαμε :

- το πλήθος των σεισμών με μέγεθος  $M : 4.5 \leq M \leq 4.7$  που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1964 μέχρι 1985
- το πλήθος των σεισμών με μέγεθος  $M : 4.8 \leq M \leq 5.1$  που έγιναν το χρονικό διάστημα 1950 - 1985
- το πλήθος των σεισμών με μέγεθος  $M : 5.2 \leq M \leq 7.0$  που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1911 - 1985.

Όμως χρειαζόμαστε το πλήθος  $N_k$  ( αθροιστικό πλήθος ) των σεισμών που έγιναν σ' ολό το χρονικό διάστημα των 75 ετών από το 1911 έως το 1985 . Γι αυτό πολλαπλασιάζουμε τους σεισμούς που έγιναν στα διαστήματα 1964 -1985 και 1950 - 1985 με τους διορθωτικούς συντελεστές 22/75 και 36/75 αντίστοιχα .

Έτσι γίνεται αναγωγή όλων των σεισμών στο χρονικό διάστημα 1911 μέχρι 1985 και στη συνέχεια βρίσκουμε το δεκαδικό λογάριθμο του  $N_k$  (  $\log(N_k)$  ) και από κει κάνουμε τη γραφική



παράσταση της σχέσης  $\log(N_k) = f(M)$ .

Οι παρακάτω πίνακες δείχνουν αναλυτικά αυτά τα δεδομένα σε κάθε περιοχή .

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΧΑΛΚΙΑΔΙΚΗΣ - ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ : απο 23.00 εως 24.05

ΒΟΡΕΙΟ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ : απο 40.15 εως 41.32

	4.5	4.6	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9	7.0
1964-1985 (22)	1																									
1950-1985 (36)				2	1																					
1911-1985 (75)						2	2	1	1	1			1								1	1				1
N	3			4	2		2	2	1	1	1		1								1	1				1
Nk	20			17	13		11	7	7	6	5		4								3	2				1

M	4.6	4.9	5.0	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.8	6.5	6.6	7.0
log( Nk )	1.30	1.23	1.11	1.04	0.95	0.85	0.78	0.7	0.60	0.48	0.30	0.00

## ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ : απο 22.00 εως 23.30

ΒΟΡΕΙΟ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ : απο 39.00 εως 39.82

	4.5	4.6	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9	7.0
1954-1985 (22)	2	1	1																							
1950-1955 (36)				1	1																					
1911-1985 (75)								1						1		1	1		1		1			1		1
N	7	3	3	2	2			1						1		1	1		1		1			1		1
Nk	25	19	15	12	10			8						7		6	5		4		3			2		1

M	4.5	4.6	4.7	4.8	4.9	5.2	5.8	6.0	6.3	6.5	6.8	7.0
log( Nk )	1.40	1.26	1.18	1.0	1.23	0.50	0.85	0.78	0.6	0.48	0.30	0.00

112

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ - ΚΟΛΠΟΥ

ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ : από 22.30 εως 23.40

ΒΟΡΕΙΟ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ : από 37.60 εως 38.50

	4.5	4.6	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9	7.0	
1964-1985 (22)	6		2																								
1950-1985 (36)				2	2		2																				
1911-1985 (75)								1	1	1	3	1		1	1			1	2					1			
N	21		7	4	4		4	1	1	1	3	1		1	1			1	2					1			
Nκ	53		32	25	21		17	13	12	11	10	7		6	5			4	3					1			

M	4.5	4.7	4.8	4.9	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.8	5.9	6.2	6.3	6.7
log( Nκ )	1.72	1.51	1.40	1.32	1.23	1.11	1.08	1.04	1.0	0.85	0.78	0.70	0.60	0.30	0.0

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ : απο 21.56 εως 23.10

ΒΟΡΕΙΟ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ : απο 36.70 εως 37.50

	4.5	4.6	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9	7.0
1964-1985 (22)	2	4	1																							
1950-1985 (36)				2	2	2	1																			
1911-1985 (75)								3	3	2	1		1	2	3											1
N	7	14	3	4	4	4	2	3	3	2	1		1	2	3											1
Nk	54	47	33	30	26	22	18	16	13	10	8		7	6	4											1

M	4.5	4.6	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.7	5.8	5.9	7.0
log (Nk)	1.73	1.67	1.52	1.48	1.41	1.34	1.26	1.20	1.11	1.0	0.90	0.85	0.78	0.60	0.0

Κ Ε Φ Α Λ Α Ι Ο   Τ Ε Τ Α Ρ Τ Ο  
Μ Ε Λ Ε Τ Η   Σ Ε Ι Σ Μ Ι Κ Ο Τ Η Τ Α Σ   Ε Λ Λ Η Ν Ι Κ Ω Ν   Π Ε Ρ Ι Ο Χ Ω Ν  
Μ Ε   Φ Ρ Α Κ Τ Α Λ   Γ Ε Ω Μ Ε Τ Ρ Ι Α   ( Α Π Ο Τ Ε Λ Ε Σ Μ Α Τ Α )

#### 4.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΡΗΓΜΑΤΑ , ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ .

Όπως αναφέρεται και στα προηγούμενα για κάθε μια από τις τεσσέρις περιοχές που επιλέξαμε βρήκαμε τη φρακταλ διάσταση της κατανομής των σεισμικών , των ενεργών και των σεισμικών και ενεργών ρηγμάτων μαζί . Έτσι για κάθε περιοχή βρήκαμε το πλήθος  $N_r$  των τετραγώνων και το  $\log(N_r)$  . Στη συνέχεια προβάλαμε αυτό σε συνάρτηση με το  $\log(n_r)$  και βρήκαμε με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων τη γραμμική σχέση που συνδέει τα μεγέθη  $\log(N_r)$  και  $\log(n_r)$  . Από τη κλίση της γραφικής παράστασης της συνάρτησης

$$\log(N_r) = A + B \log(n_r)$$

υπολογίσαμε τη φρακταλ διάσταση των κατανομών . Στη συνέχεια φαίνονται αναλυτικά πίνακες με τις τιμές των  $N_r$  για κάθε περιοχή και κάθε είδος ρηγμάτων όπως και η γραμμική παρεμβολή της παραπάνω εξίσωσης για κάθε περιοχή καθώς και η τιμή της φρακταλ διάστασης  $D$  . Οι πίνακες είναι πολύ αναλυτικοί και περιέχουν όλα τα πειραματικά δεδομένα για κάθε περιοχή ξεχωριστά όπως και για κάθε είδος ρηγμάτων .

Παρατηρούμε όμως ότι στη περιοχή της Καλαμάτας δεν υπάρχουν καθόλου σεισμικά ρηγμάτα και επωμένως παίρνουμε μόνο μια τιμή για τη φρακταλ διάσταση της κατανομής των ρηγμάτων της περιοχής και που αντιπροσωπεύει τη κατανομή μόνο των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής.

124

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ  
ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ (ΚΟΚΚΙΝΑ)

ΚΛ = 1:500000

Ro = 87.5 km

$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	1	0.000	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	4	.602060	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	8	.903090	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	13	1.113643	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	22	1.342423	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	48	1.681241	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

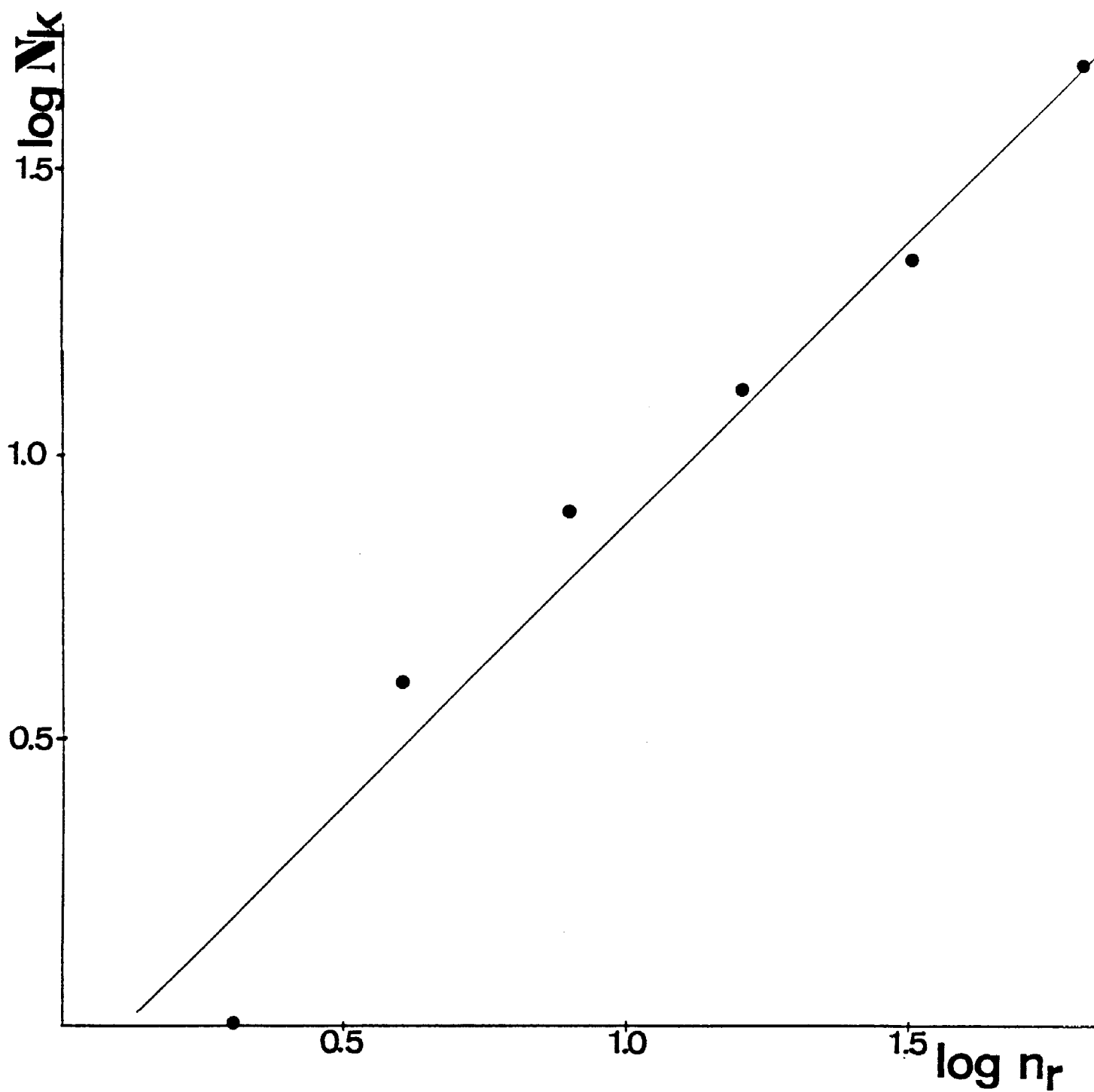
A = - 0.143355

B = 1.028673

1.028673

$$D = B = 1.28$$





ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ

$$\log (N_r) = -0.143355 + 1.028673 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ  
ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ (ΠΡΑΣΙΝΑ)

ΚΑ = 1:500000

Ro = 87.5 km

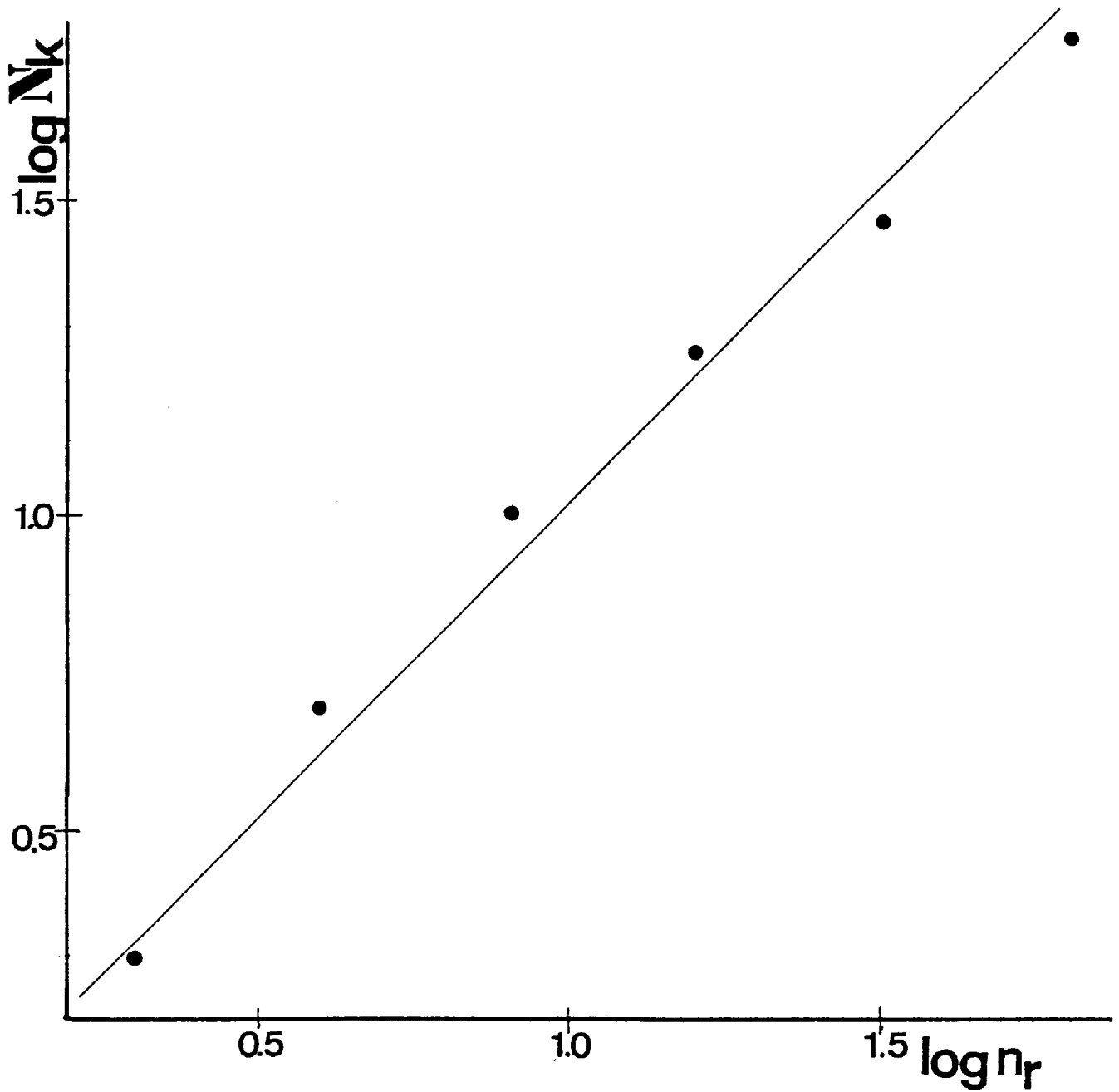
$r_n = R_o/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_o/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_o/2^1$	2	0.301030	2	0.301030
$r_2 = R_o/2^2$	5	0.698970	4	0.602060
$r_3 = R_o/2^3$	10	1.000	8	0.903090
$r_4 = R_o/2^4$	18	1.255273	16	1.204120
$r_5 = R_o/2^5$	29	1.462398	32	1.505150
$r_6 = R_o/2^6$	58	1.763428	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.094428$$

$$B = 0.935602$$

$$D = B = 0.94$$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ

$$\log (N_r) = 0.094428 + 0.935602 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ  
ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΑ

ΚΑ = 1:500000

Ro = 87.5 km

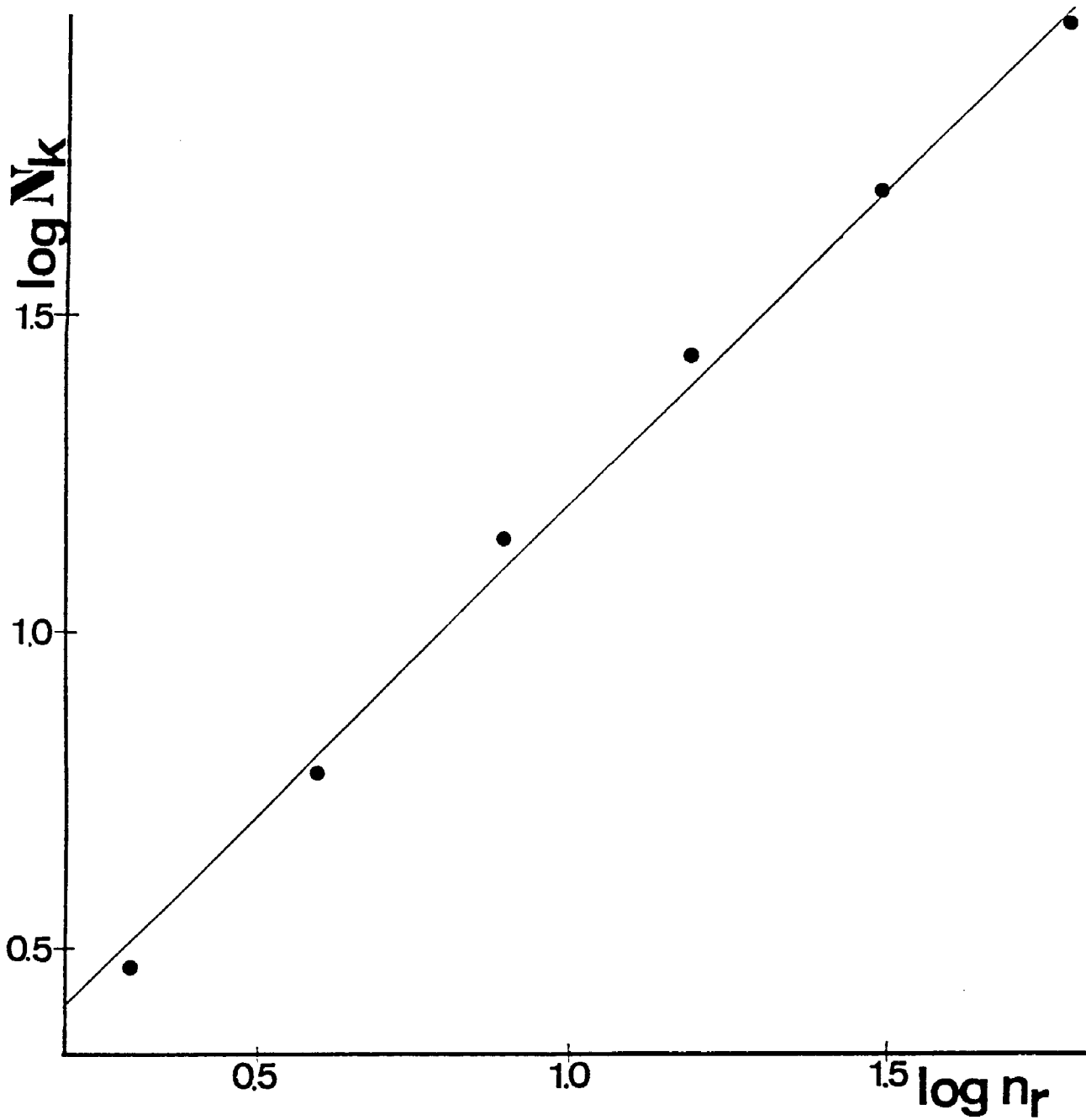
$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	3	0.477121	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	6	0.778151	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	14	1.146128	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	27	1.431364	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	48	1.681241	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	90	1.954243	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.206696$$

$$B = 0.985200$$

$$D = B = 0.99$$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΑ

$$\log (N_r) = 0.206696 + 0.9852 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ (ΚΟΚΚΙΝΑ)

ΚΛ = 1:500000

Ro = 87.5 km

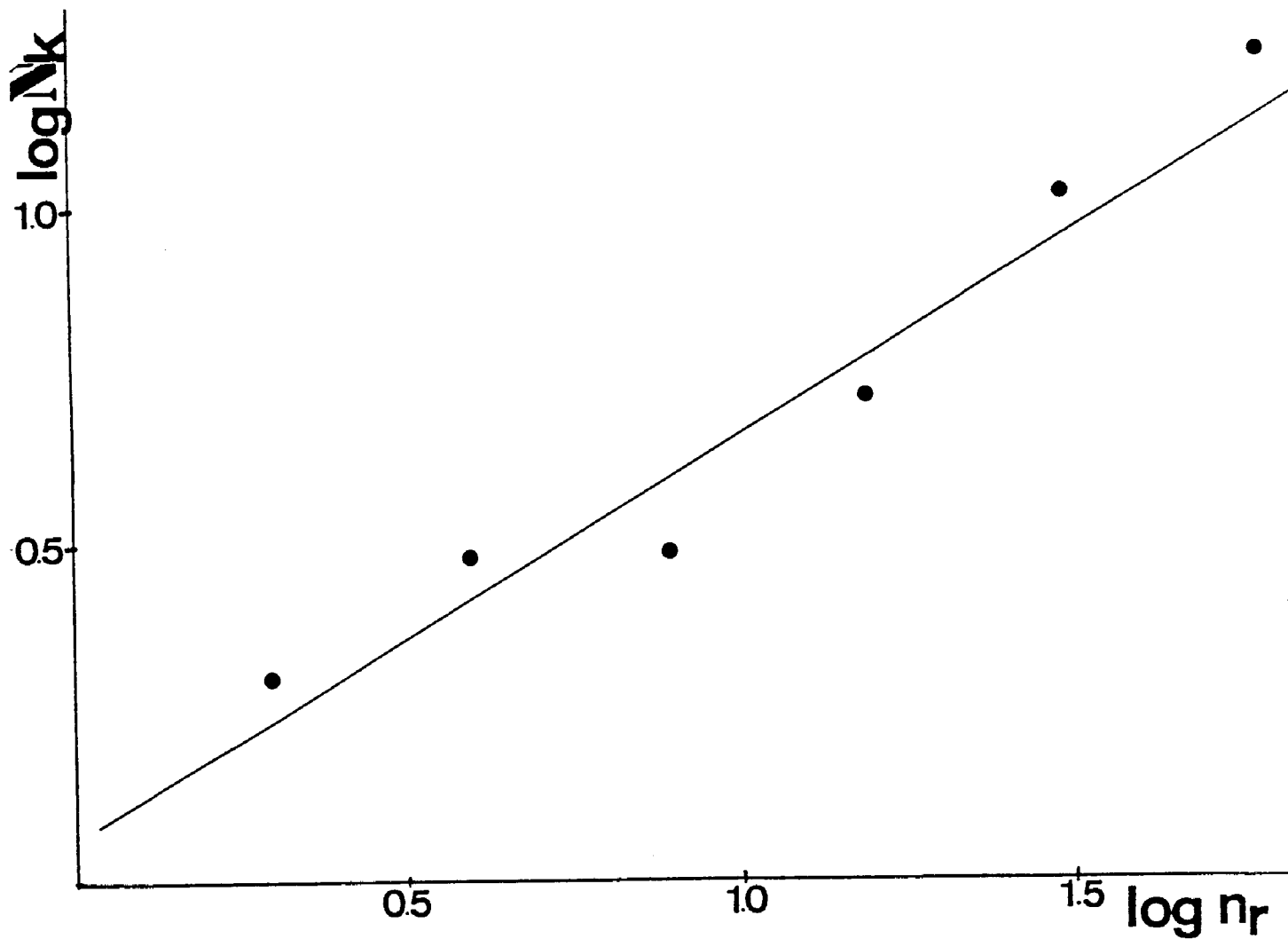
$r_n = R_o/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_o/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_o/2^1$	2	0.301030	2	0.301030
$r_2 = R_o/2^2$	3	0.477121	4	0.602060
$r_3 = R_o/2^3$	3	0.477121	8	0.903090
$r_4 = R_o/2^4$	5	0.698970	16	1.204120
$r_5 = R_o/2^5$	10	1.000	32	1.505150
$r_6 = R_o/2^6$	16	1.204120	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.062466$$

$$B = 0.598510$$

$$D = B = 0.60$$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ

$$\log (N_r) = 0.062466 + 0.598510 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ (ΠΡΑΣΙΝΑ)

ΚΛ = 1:500000

Ro = 87.5 km

$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	1	0.000	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	1	0.000	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	2	0.301030	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	4	0.602060	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	8	0.903090	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	11	1.041393	64	1.806180

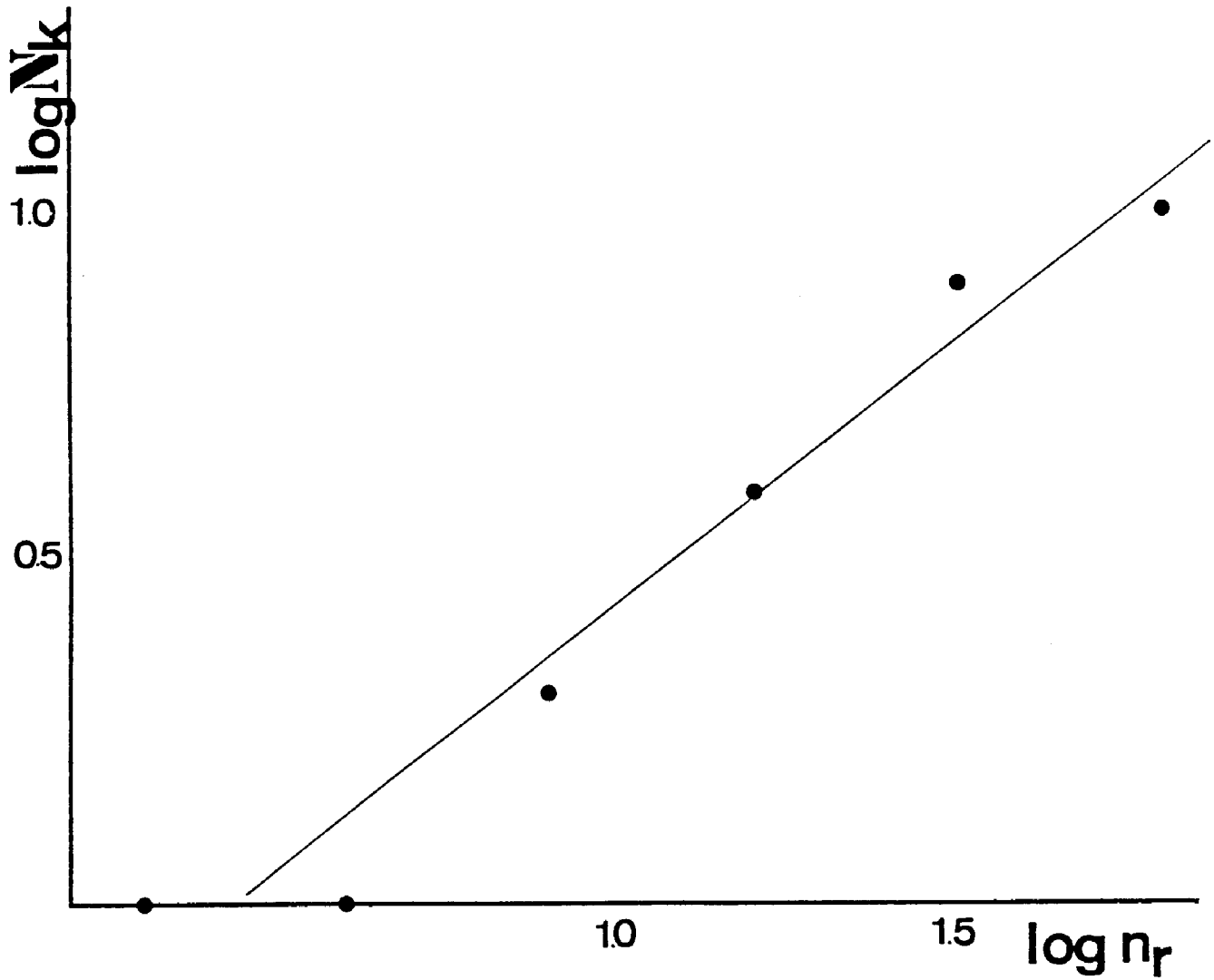
$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = - 0.347131$$

$$B = 0.779918$$

$$D = B = 0.78$$





ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ

$$\log (N_r) = -0.347131 + 0.779918 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
 ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΑ

ΚΑ = 1:500000

Ro = 87.5 km

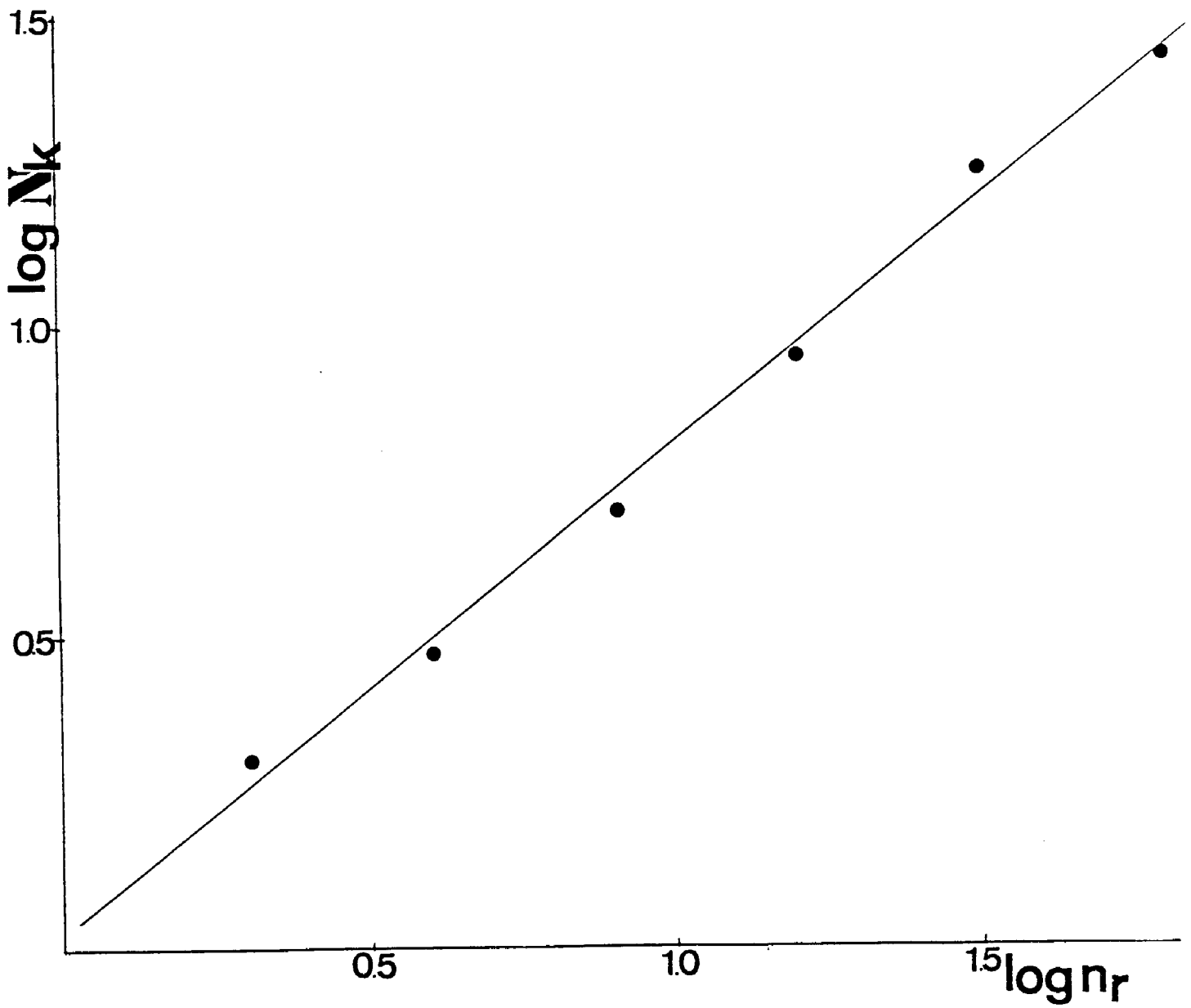
$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	2	0.301030	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	3	0.477121	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	5	0.698970	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	9	0.954243	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	18	1.255273	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	27	1.431364	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

A = 0.028861

B = 0.782210

$$D = B = 0.78$$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΑ

$$\log (N_r) = 0.028861 + 0.782210 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ  
ΕΙΔΟΣ ΠΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ (ΚΟΚΚΙΝΑ)

ΚΑ = 1:500000

Ro = 87.5 km

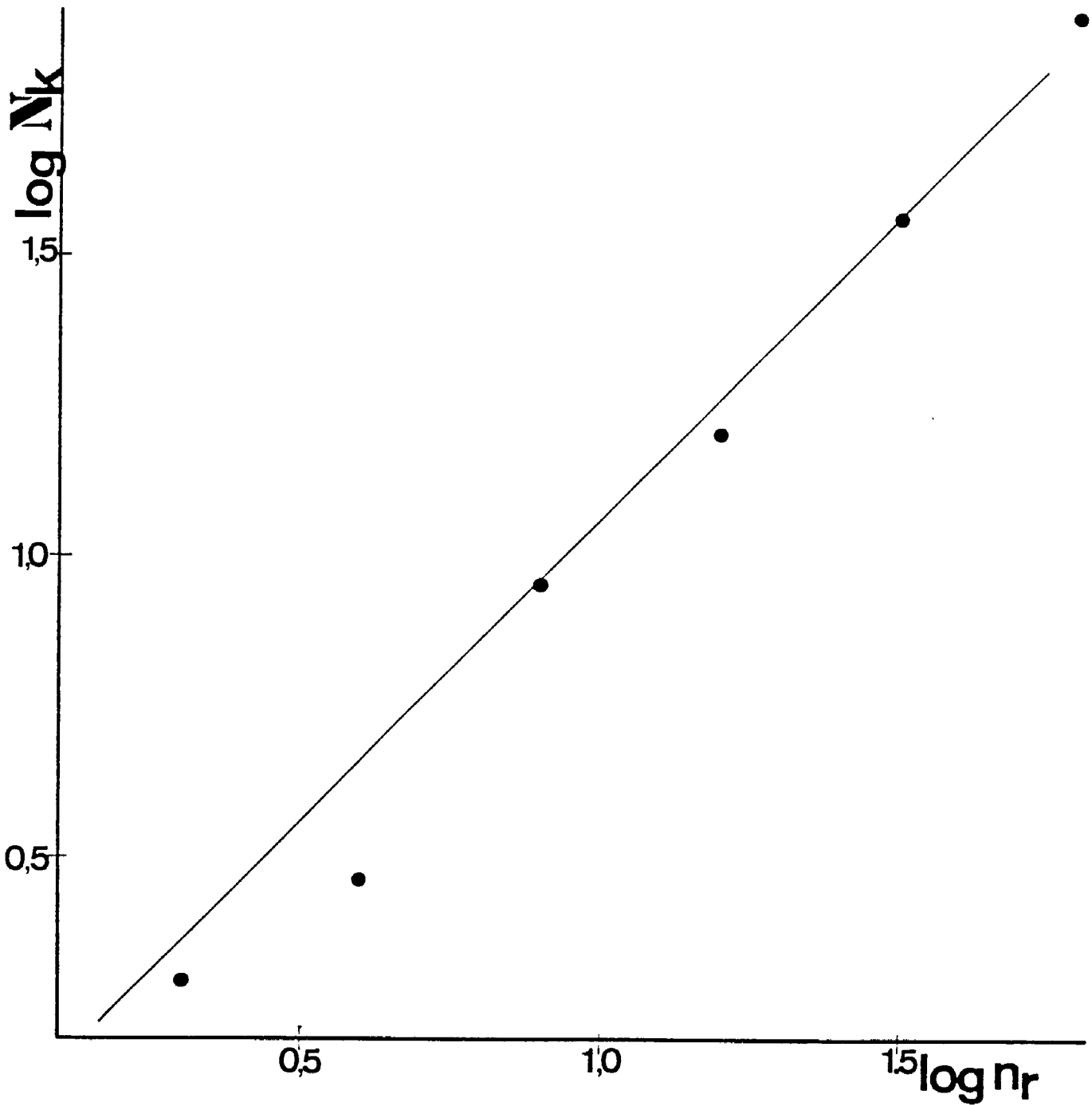
$r_n = R_o/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_o/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_o/2^1$	2	0.301030	2	0.301030
$r_2 = R_o/2^2$	3	0.477121	4	0.602060
$r_3 = R_o/2^3$	9	0.954243	8	0.903090
$r_4 = R_o/2^4$	16	1.204120	16	1.204120
$r_5 = R_o/2^5$	37	1.568202	32	1.505150
$r_6 = R_o/2^6$	81	1.908485	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

A = 0.050035

B = 1.013506

$$D = B = 1.01$$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ

$$\log (N_r) = 0.050035 + 1.013506 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ  
ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ (ΠΡΑΣΙΝΑ)

ΚΛ = 1:500000

Ro = 87.5 km

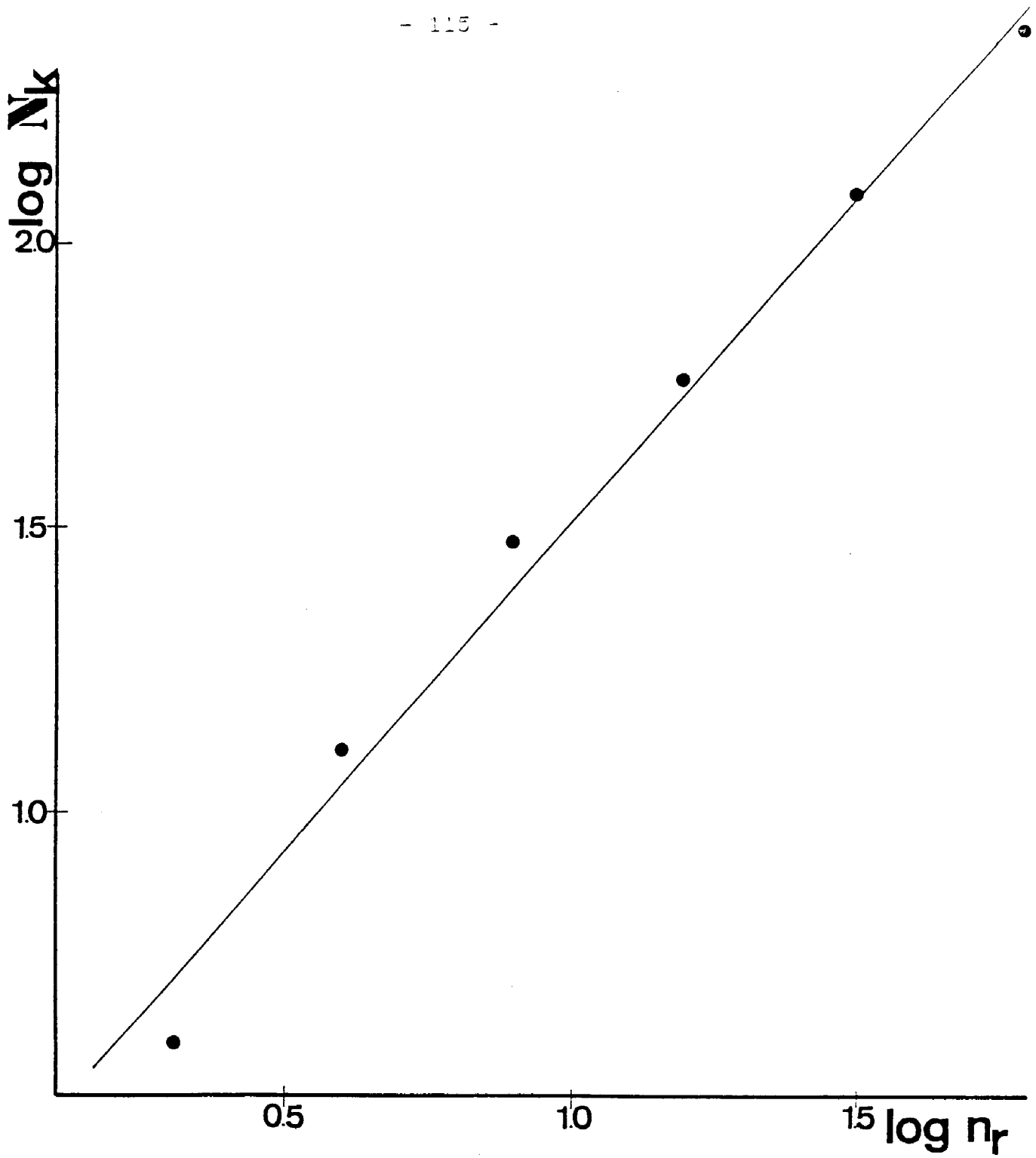
$r_n = R_o/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_o/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_o/2^1$	4	0.602060	2	0.301030
$r_2 = R_o/2^2$	13	1.113943	4	0.602060
$r_3 = R_o/2^3$	30	1.477121	8	0.903090
$r_4 = R_o/2^4$	58	1.763428	16	1.204120
$r_5 = R_o/2^5$	122	2.086360	32	1.505150
$r_6 = R_o/2^6$	231	2.363612	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.366622$$

$$B = 1.140021$$

$$D = B = 1.14$$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ

$$\log (N_r) = 0.366622 + 1.140021 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ  
ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΑ

ΚΑ = 1:500000

Ro = 87.5 km

$r_n = R_o/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_o/r_n$	log ( $n_r$ )
$r_1 = R_o/2^1$	4	0.602060	2	0.301030
$r_2 = R_o/2^2$	13	1.113943	4	0.602060
$r_3 = R_o/2^3$	35	1.544068	8	0.903090
$r_4 = R_o/2^4$	73	1.863323	16	1.204120
$r_5 = R_o/2^5$	159	2.201397	32	1.505150
$r_6 = R_o/2^6$	312	2.494155	64	1.806180

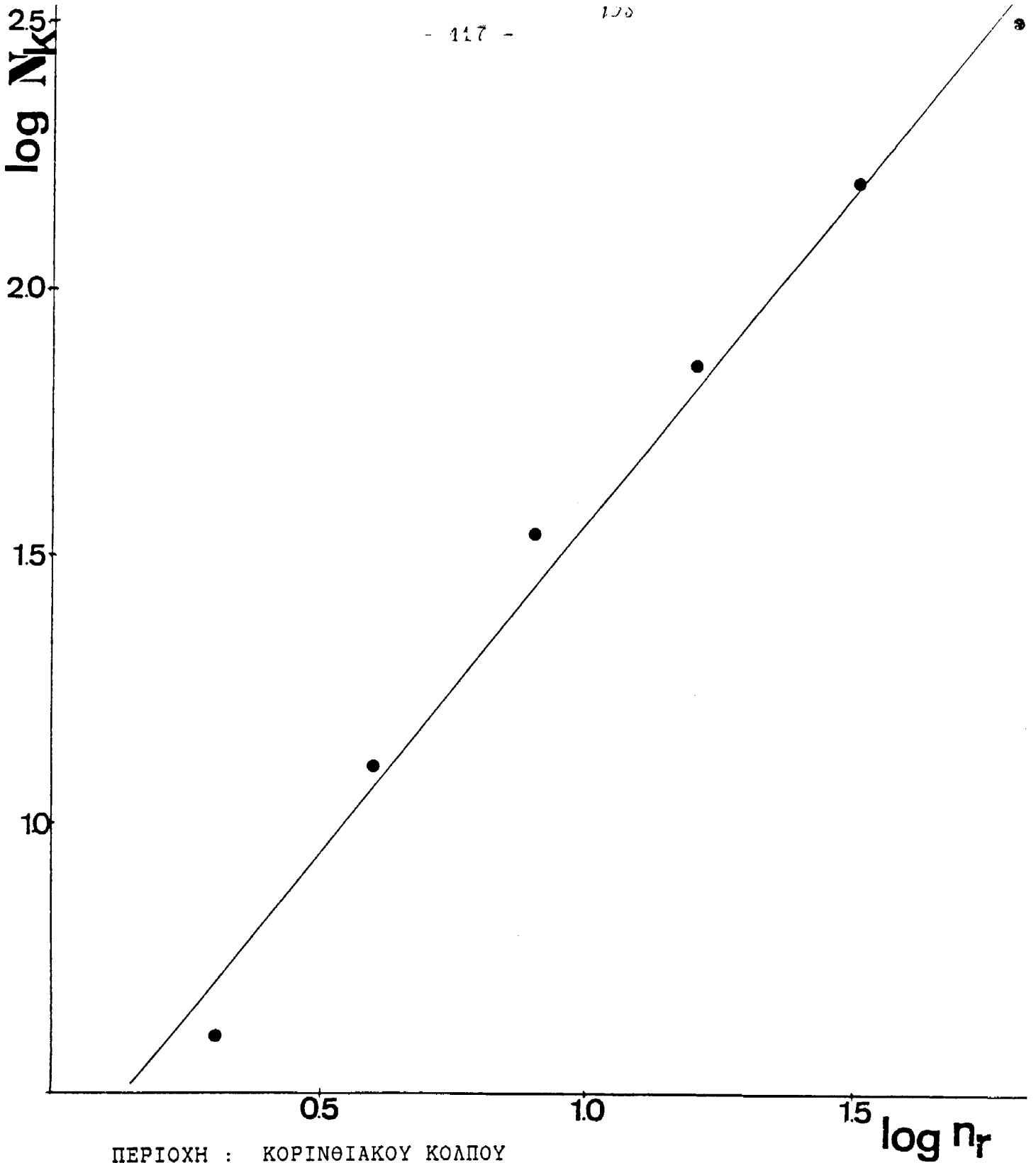
$$\log (Nr) = A + B \log (n_r)$$

$$A = 0.332282$$

$$B = 1.237854$$

$$D = B = 1.24$$





ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΑ

$$\log (N_r) = 0.332282 + 1.237854 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ (ΠΡΑΣΙΝΑ)

ΚΛ = 1:500000

Ro = 87.5 km

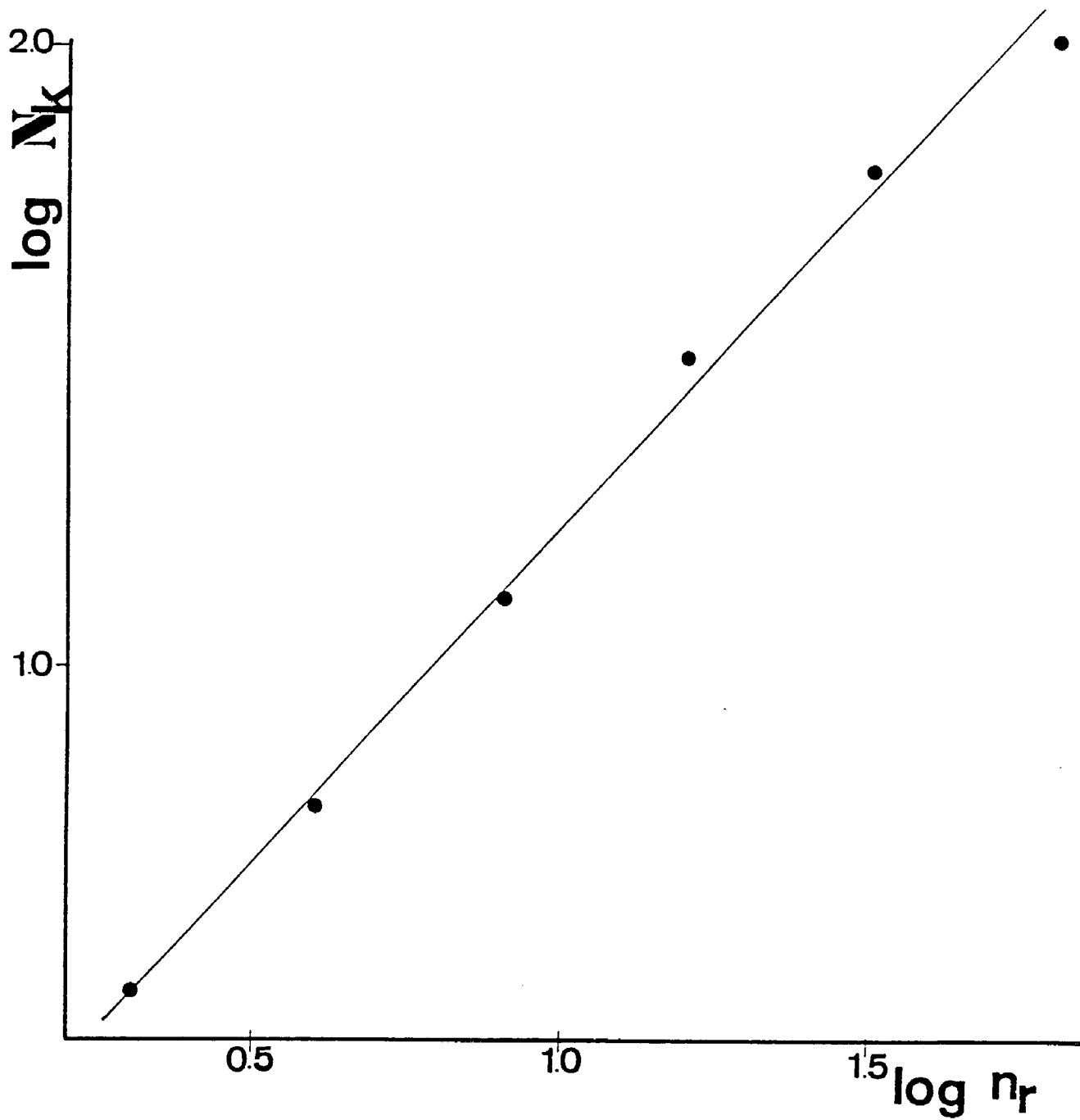
$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	3	0.477121	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	6	0.778151	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	13	1.113943	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	31	1.491362	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	62	1.792392	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	117	2.068186	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.149312$$

$$B = 1.079671$$

$$D = B = 1.08$$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΕΙΔΟΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ : ΕΝΕΡΓΑ

$$\log (N_r) = 0.149312 + 1.079671 \log (n_r)$$

---

#### 4.2 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΕΠΙΚΕΝΤΡΑ , ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ .

Για καθε περιοχή που εξετάζουμε σ' αυτή την εργασία έχουμε βρει και κατατάξει τους σεισμούς που έχουν γίνει από το 1911 μέχρι το 1985 . Για μια πιο ολοκληρωμένη μελέτη της σεισμικότητας των υπό εξέταση περιοχών με φρακταλ γεωμετρία ήταν απαραίτητο να βρούμε τη φρακταλ διάσταση στην κατανομή των σεισμικών επικεντρών στο " επίπεδο " ( γεωγραφική κατανομή ) .

Βεβαία έπρεπε να έχουμε τις " θέσεις " των σεισμών σε καθε περιοχή . Έτσι από καθε κατάλογο που κατασκευάσαμε για καθε περιοχή βρήκαμε τη διανομή των επικεντρών στο " επίπεδο " του χάρτη που φαίνεται αναλυτικά για καθε περιοχή σε προηγούμενες σελίδες . Εφαρμόζοντας τη μέθοδο του κινούμενου τετραγώνου , που περιγράφεται παραπάνω , βρίσκουμε τη φρακταλ διάσταση της κατανομής των σεισμικών επικεντρών :

- με μέγεθος  $M \geq 4.5$  για το χρονικό διάστημα από το 1964 έως το 1985 και
- με μέγεθος  $M \geq 5.2$  για το χρονικό διάστημα από το 1911 έως το 1985 .

Έτσι λοιπόν για καθε περιοχή έχουμε δυο τιμές της φρακταλ διαστάσης της συγκεκριμένης κατανομής οι οποίες μας οδηγούν σε σημαντικά συμπεράσματα για τη σεισμοτεκτονική συμπεριφορά των επιλεχθέντων περιοχών .

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ  
ΦΡΑΚΤΑΔΙΑ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ  
ΜΕ ΜΕΓΕΘΟΣ  $M \geq 5.2$

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1911 - 1985

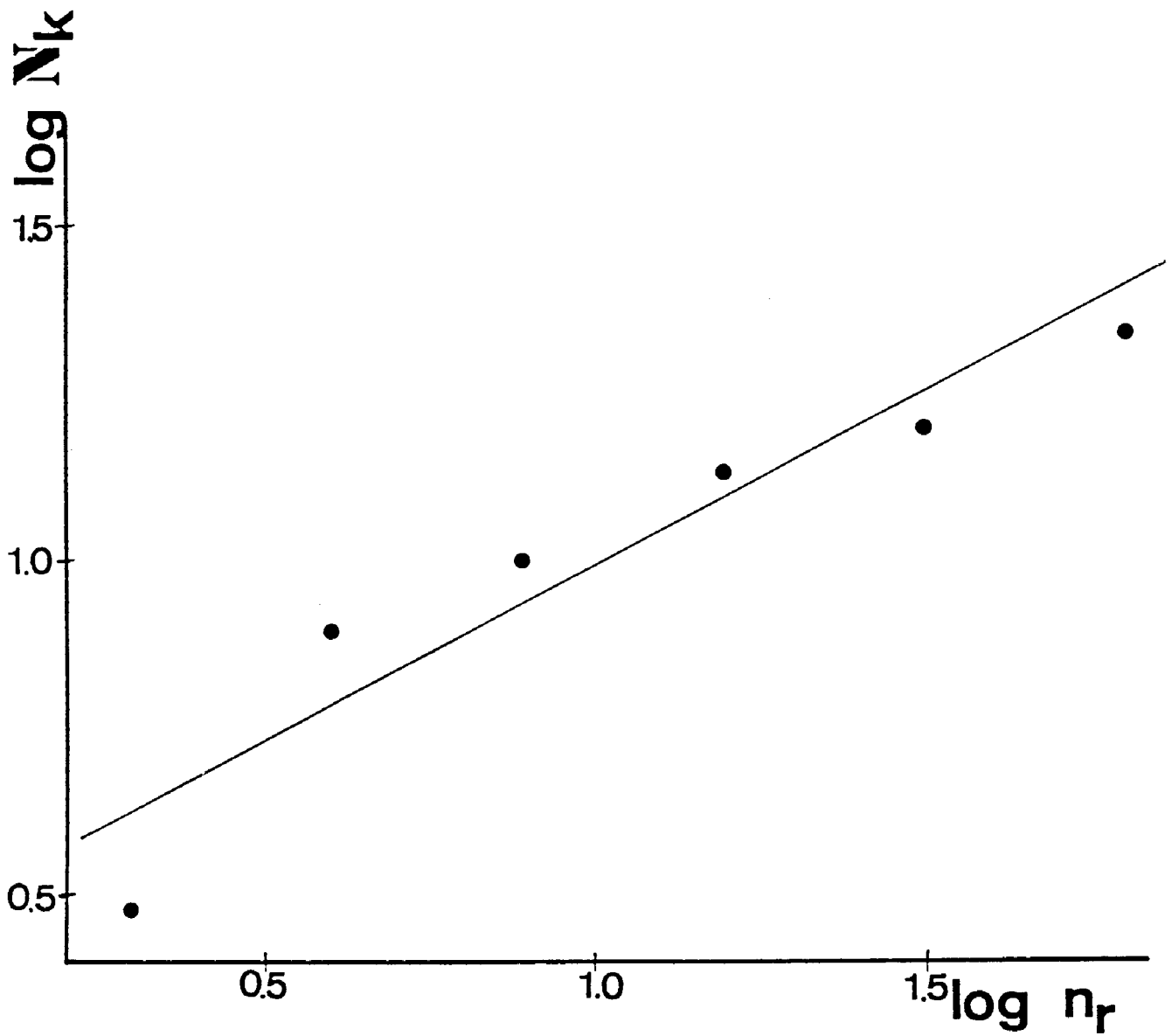
$r_n = R_0/2^n$	Nr	$\log(Nr)$	$n_r = R_0/r_n$	$\log(n_r)$
$r_1 = R_0/2^1$	3	0.477121	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	8	0.903090	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	10	1.000	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	14	1.146128	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	16	1.204120	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	22	1.342423	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.474574$$

$$B = 0.510222$$

$$D = B = 0.51$$



ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΠΕΡΙΟΧΗΣ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΜΟΥ : 5.2

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1911 ΕΩΣ 1985

$\log (N_r) = 0.474574 + 0.510222 \log (n_r)$

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ  
ΦΡΑΚΤΑΛ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ  
ΜΕ ΜΕΓΕΘΟΣ  $M \geq 4.5$

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1964 - 1985

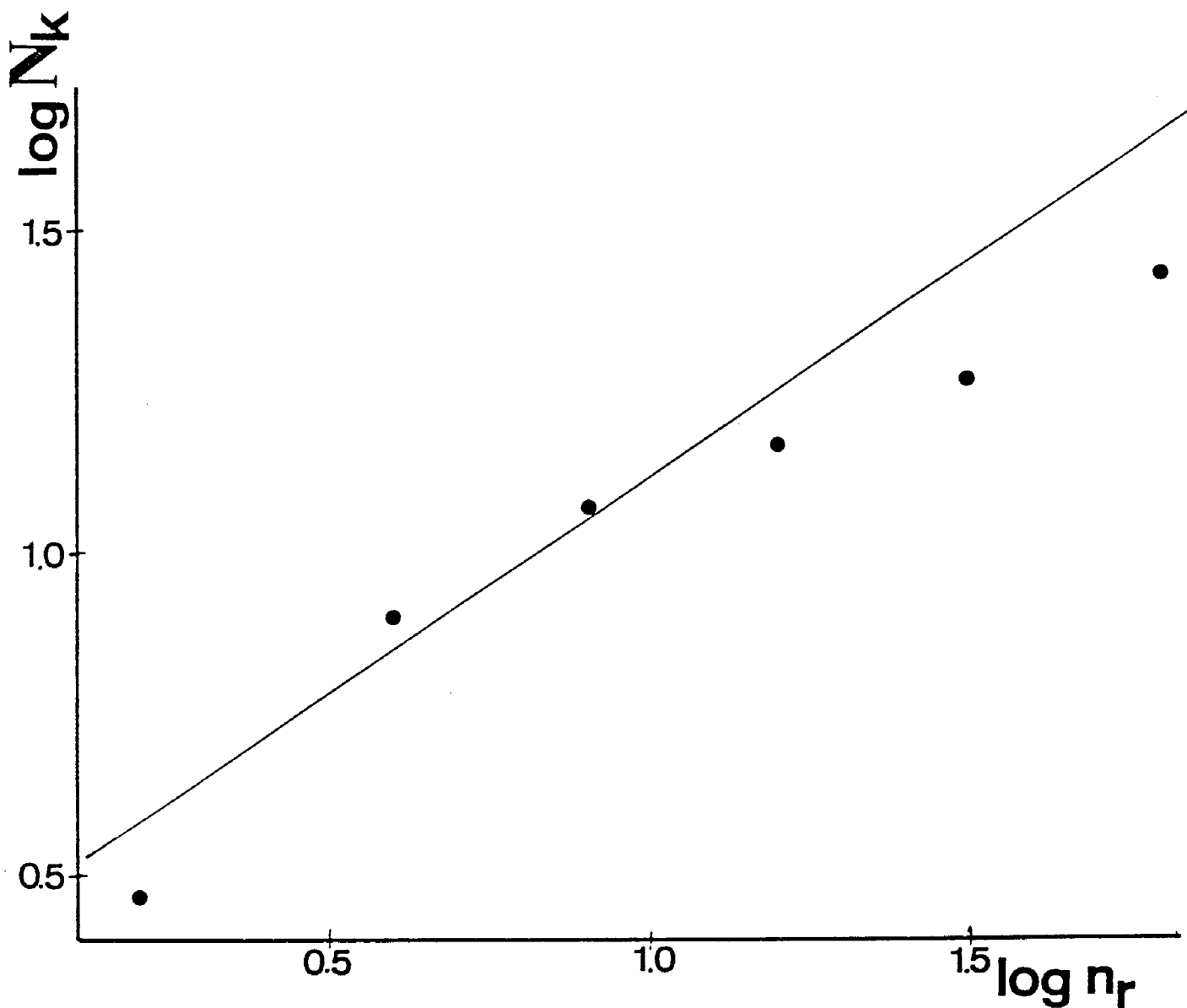
$r_n = R_0/2^n$	Nr	$\log(Nr)$	$n_r = R_0/r_n$	$\log(n_r)$
$r_1 = R_0/2^1$	3	0.477121	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	8	0.903090	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	12	1.079181	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	14	1.176091	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	16	1.278754	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	27	1.431364	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.458088$$

$$B = 0.569009$$

$$D = B = 0.57$$



ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΠΕΡΙΟΧΗΣ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΜΟΥ : 4.5

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1964 ΕΩΣ 1985

$$\log (N_r) = 0.458088 + 0.569009 \log (n_r)$$

---



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΦΡΑΚΤΑΛ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ  
ΜΕ ΜΕΓΕΘΟΣ  $M \geq 5.2$

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1911 - 1985

$r_n = R_0/2^n$	$N_r$	$\log(N_r)$	$n_r = R_0/r_n$	$\log(n_r)$
$r_1 = R_0/2^1$	4	0.602060	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	6	0.778151	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	8	0.903090	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	9	0.954243	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	10	1.000	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	18	1.255273	64	1.806180

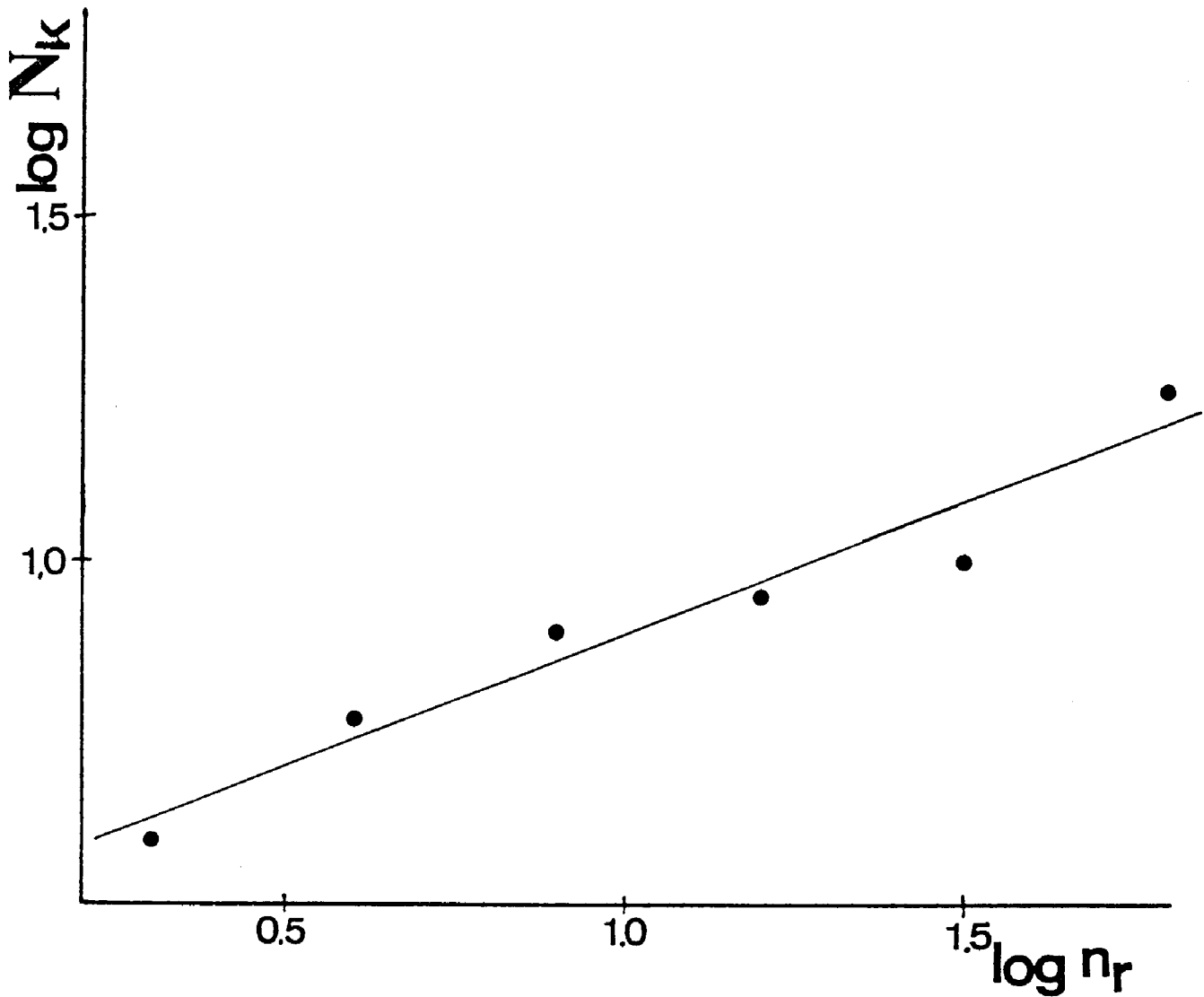
$$\log(N_r) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.517193$$

$$B = 0.378013$$

$$D = B = 0.38$$

192



ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΠΕΡΙΟΧΗΣ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΜΟΥ : 5.2

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1911 ΕΩΣ 1985

$$\log (N_r) = 0.517193 + 0.378013 \cdot \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΦΡΑΚΤΑΔΙΑ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ  
ΜΕ ΜΕΓΕΘΟΣ  $M \geq 4.5$

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1964 - 1985

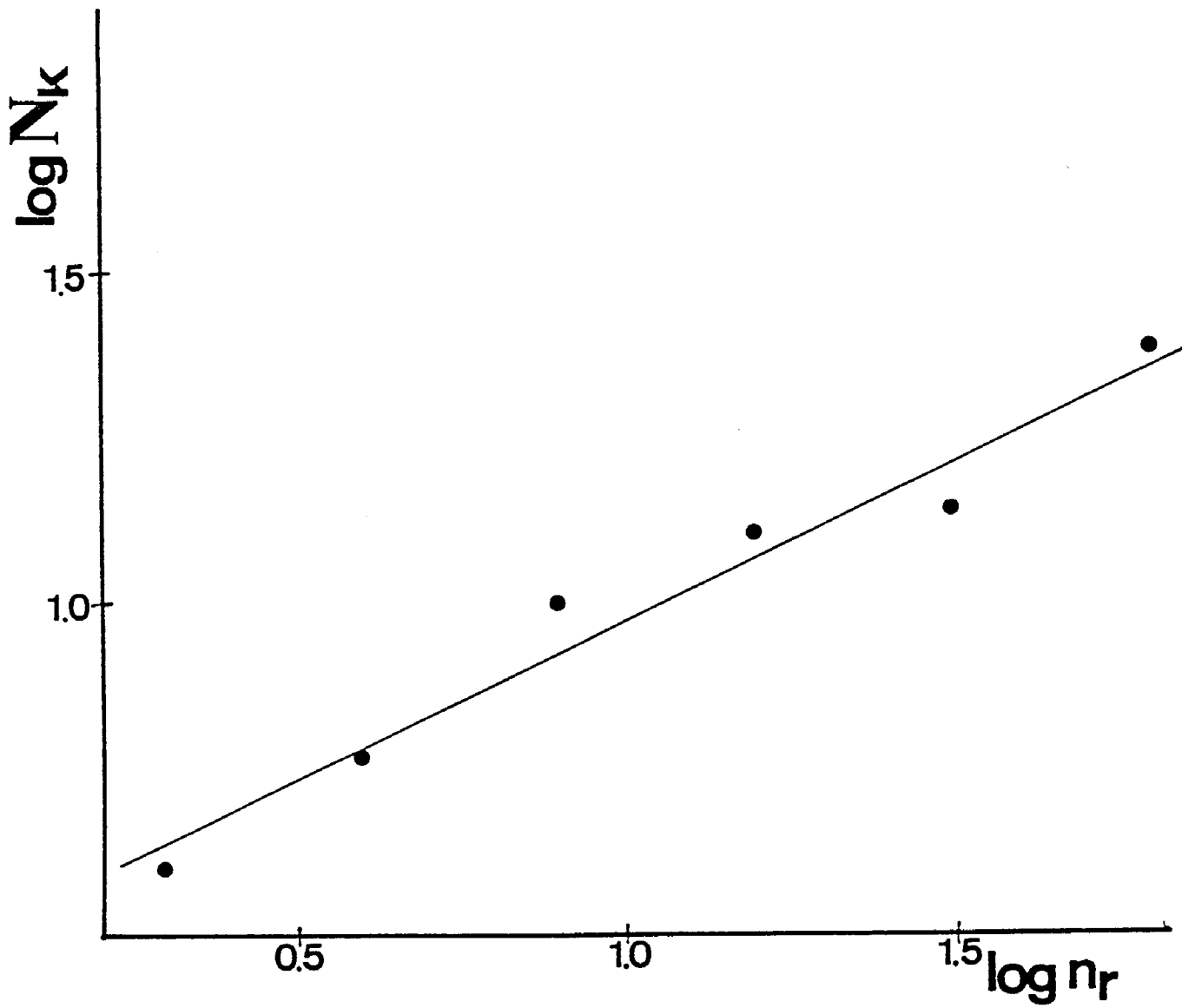
$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	4	0.602060	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	6	0.778151	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	10	1.000	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	13	1.113943	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	14	1.146128	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	24	1.380211	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

A = 0.492553

B = 0.484871

$$D = B = 0.48$$



ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΠΕΡΙΟΧΗΣ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΜΟΥ : 4.5

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1964 ΕΩΣ 1985

$$\log (N_r) = 0.492553 + 0.484871 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ  
ΦΡΑΚΤΑΛ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ  
ΜΕ ΜΕΓΕΘΟΣ  $M \geq 5.2$   
ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1911 - 1985

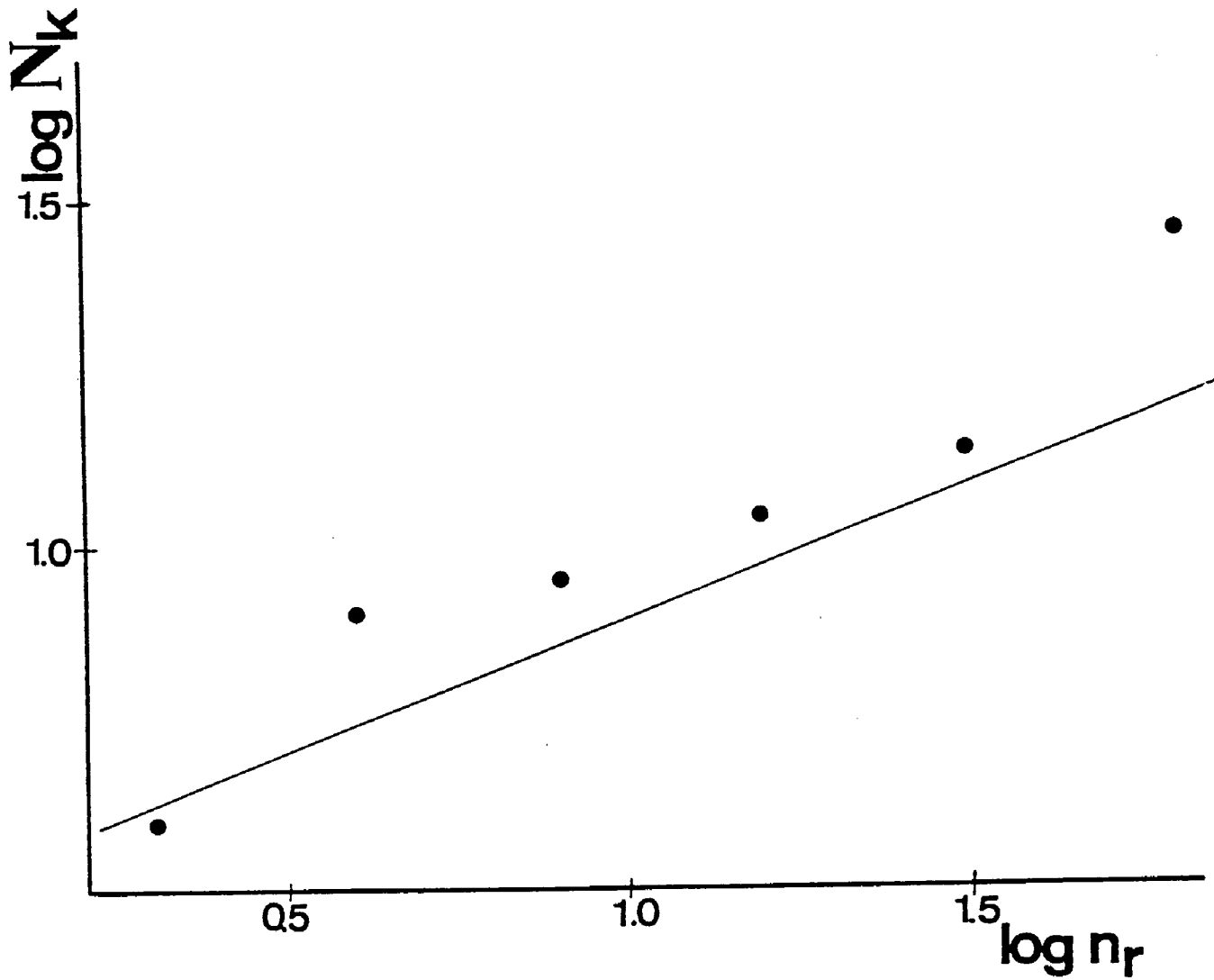
$r_n = R_0/2^n$	Nr	$\log(Nr)$	$n_r = R_0/r_n$	$\log(n_r)$
$r_1 = R_0/2^1$	4	0.602060	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	8	0.903090	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	9	0.954243	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	11	1.041393	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	14	1.146128	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	28	1.447158	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.511503$$

$$B = 0.478524$$

$$D = B = 0.48$$



ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΠΕΡΙΟΧΗΣ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΜΟΥ : 5.2

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1911 ΕΩΣ 1985

$$\log (Nr) = 0.511503 + 0.478524 \log (nr)$$


---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ  
ΦΡΑΚΤΑΛ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ  
ΜΕ ΜΕΓΕΘΟΣ  $M \geq 4.5$

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1964 - 1985

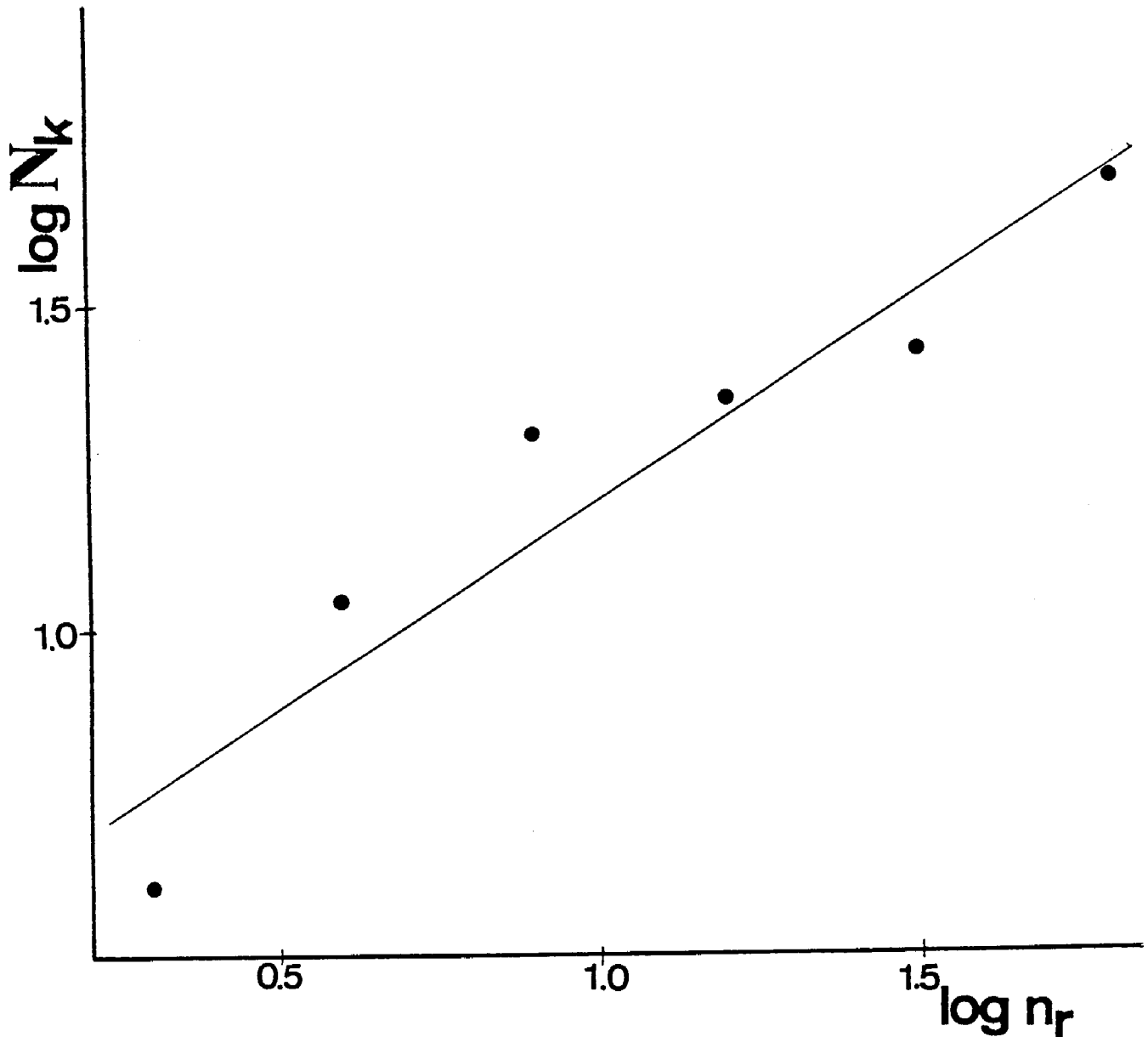
$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log ( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	4	0.602060	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	11	1.041393	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	20	1.301030	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	23	1.361728	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	27	1.431364	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	50	1.698970	64	1.806180

$$\log (Nr) = A + B \log (n_r)$$

$$A = 0.567908$$

$$B = 0.637351$$

$$D = B = 0.64$$



ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΠΕΡΙΟΧΗΣ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΜΟΥ : 4.5

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1964 ΕΩΣ 1985

$\log (N_r) = 0.567908 + 0.637351 \log (n_r)$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ  
ΦΡΑΚΤΑΛ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ  
ΜΕ ΜΕΓΕΘΟΣ  $M \geq 5.2$

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1911 - 1985

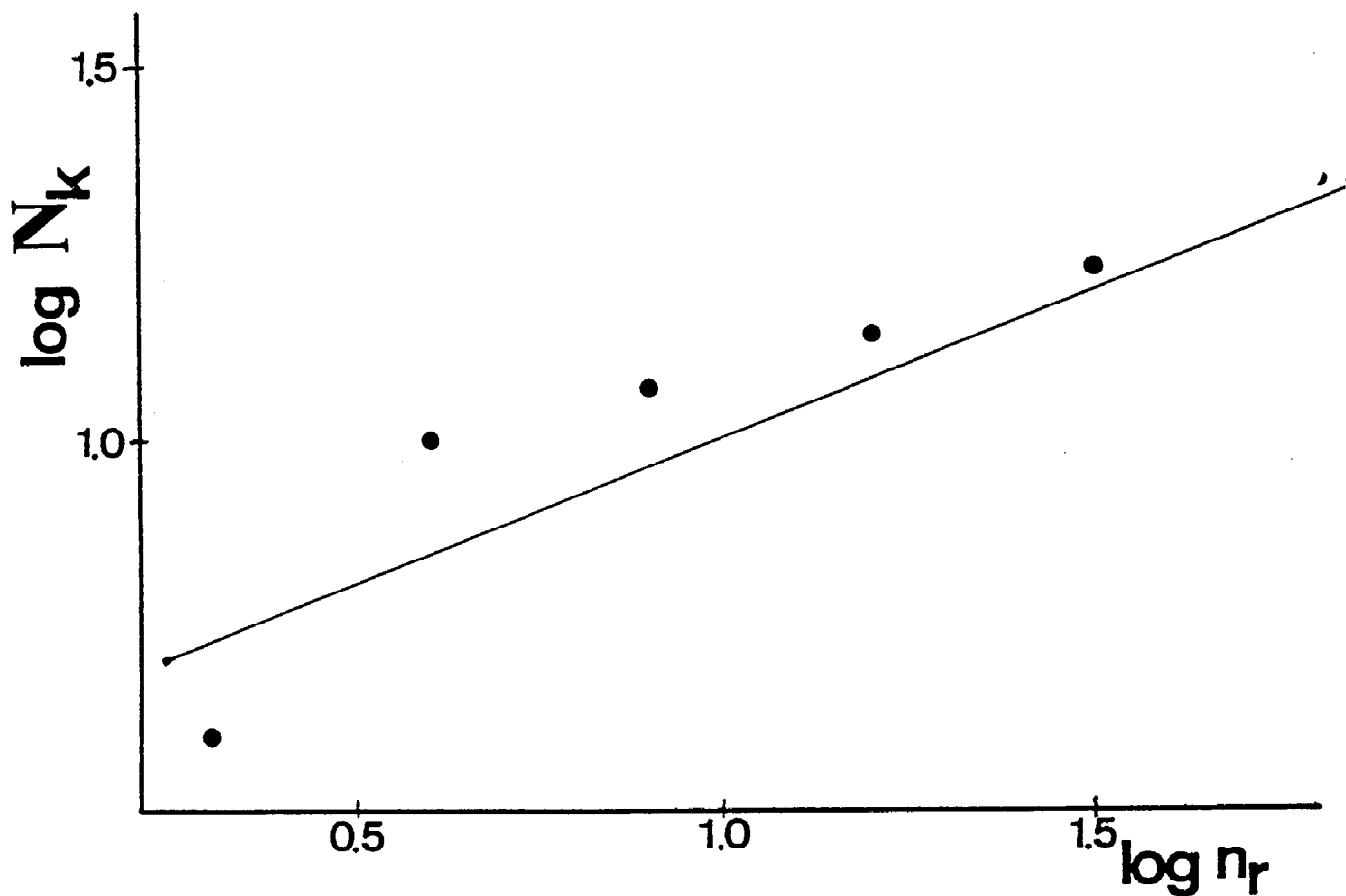
$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	4	0.602060	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	10	1.000	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	12	1.079181	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	14	1.146128	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	17	1.230449	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	22	1.342423	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.620696$$

$$B = 0.423319$$

$$D = B = 0.42$$



ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΠΕΡΙΟΧΗΣ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΜΟΥ : 5.2

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1911 ΕΩΣ 1985

$$\log (N_r) = 0.620696 + 0.423319 \log (n_r)$$

---

ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΦΡΑΚΤΑΛ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΜΕ ΜΕΓΕΘΟΣ  $M \geq 4.5$

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1964 - 1985

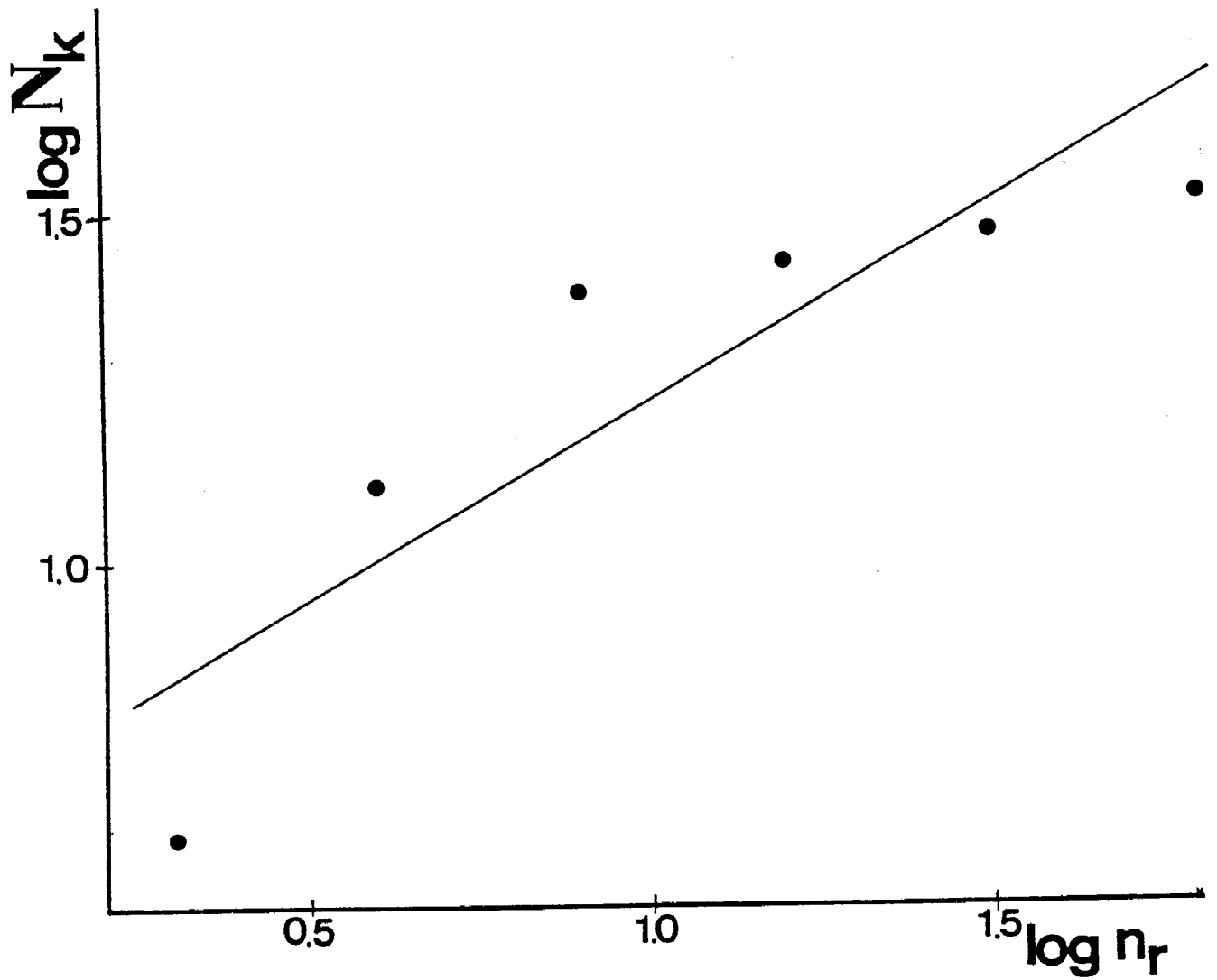
$r_n = R_0/2^n$	Nr	log(Nr)	$n_r = R_0/r_n$	log( $n_r$ )
$r_1 = R_0/2^1$	4	0.602060	2	0.301030
$r_2 = R_0/2^2$	13	1.113943	4	0.602060
$r_3 = R_0/2^3$	24	1.380211	8	0.903090
$r_4 = R_0/2^4$	27	1.431364	16	1.204120
$r_5 = R_0/2^5$	30	1.477121	32	1.505150
$r_6 = R_0/2^6$	37	1.568202	64	1.806180

$$\log(Nr) = A + B \log(n_r)$$

$$A = 0.665011$$

$$B = 0.566758$$

$$D = B = 0.57$$



ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ

ΠΕΡΙΟΧΗΣ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΜΟΥ : 4.5

ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 1964 ΕΩΣ 1985

$$\log (N_r) = 0.620696 + 0.566758 \log (n_r)$$

Τα παραπάνω αποτελέσματα για τη φρακταλ διασταση της κατανομης των ρηγματων φαίνονται συγκεντρωτικά στον παρακατω πινακα :

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΣΕΙΣΜΙΚΑ	ΕΝΕΡΓΑ	ΣΕΙΣΜΙΚΑ κλ ΕΝΕΡΓΑ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ	<del>1.03</del> 1.28	0.94	0.99
ΘΕΣΣΑΛΙΑ	0.60	0.78	0.78
ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ	1.01	1.14	1.24
ΚΑΛΑΜΑΤΑ	-	1.08	-

Τα παραπάνω αποτελέσματα για τη φρακταλ διασταση της κατανομης των επικεντρων φαίνονται συγκεντρωτικά στον παρακατω πινακα :

ΠΕΡΙΟΧΗ	M ≥ 4.5 1964 - 1985	M ≥ 5.2 1911 - 1985
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ	0.57	0.51
ΘΕΣΣΑΛΙΑ	0.48	0.38
ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ	0.64	0.48
ΚΑΛΑΜΑΤΑ	0.57	0.42

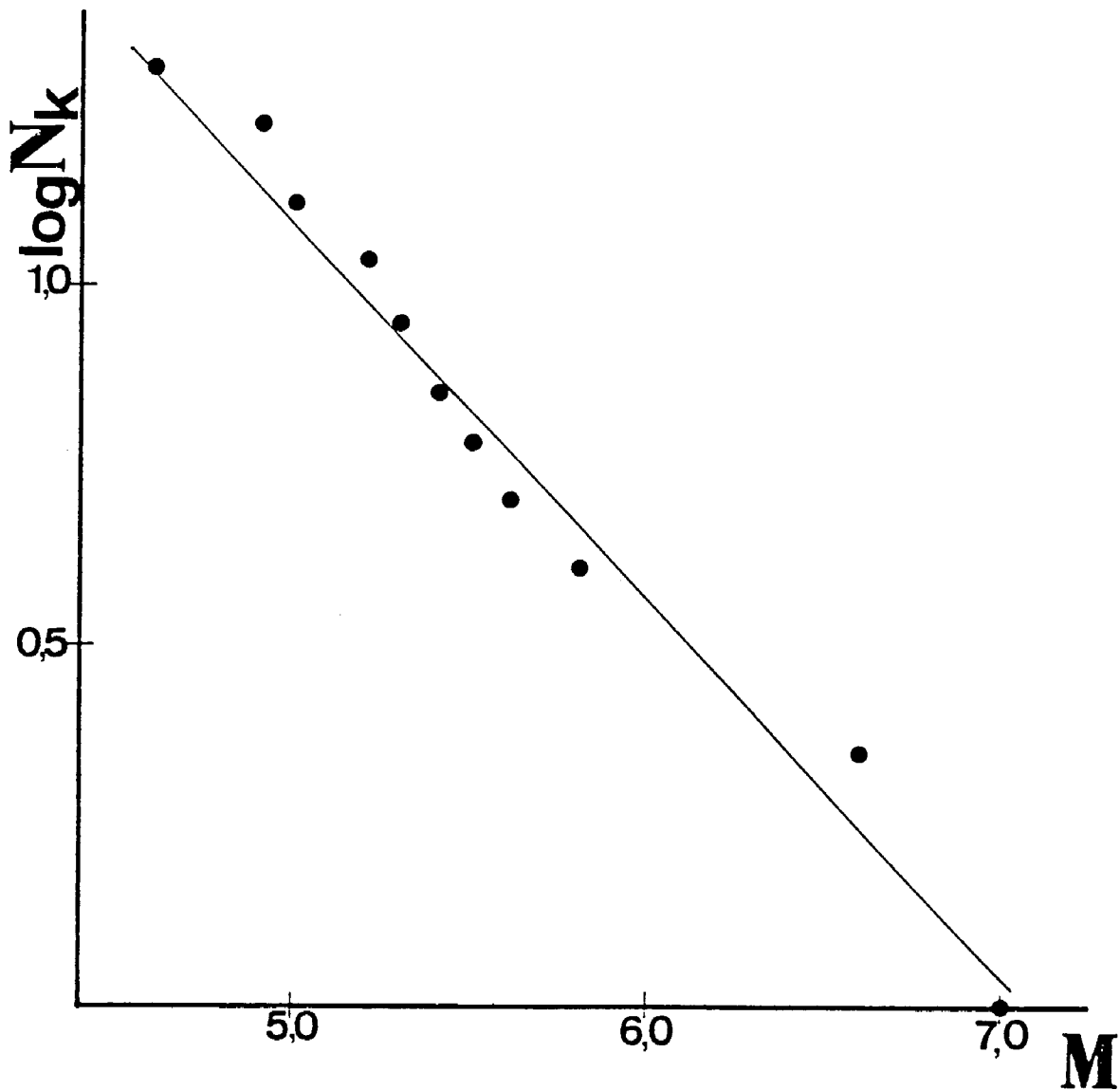
#### 4.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟ $b$ , ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ

Απο τους πίνακες δεδομένων της παραγράφου 3.2.3 κάνουμε για κάθε περιοχή ξεχωριστά τη γραφική παράσταση του  $\log N_k$  σε συνάρτηση με το μέγεθος  $M$  . Στη συνέχεια κάνουμε γραμμική παρεμβολή με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων για να βρούμε τους συντελεστές  $a_k$  και  $b$  της σχέσης συχνότητας - μεγέθους

$$\log N_k = a_k - b M$$

Ετσι έχουμε προσδιορίσει τη παράμετρο  $b$  για κάθε περιοχή. Παρατηρούμε ότι σε κάθε τέτοια γραφική παράσταση υπάρχει ένα κενό μεταξύ μικρών και μεγάλων σεισμών . Αυτό μας δίνει τη πληροφορία ότι υπάρχουν κάποιοι μεγάλοι σεισμοί που η συχνότητα τους είναι σχετικά μικρή και το μέγεθος μεγάλο αναλογα με τη περιοχή την οποία εξετάζουμε.

Επίσης βλέπουμε ότι στη περιοχή της Θεσσαλίας η γραμμική παρεμβολή με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων είναι καλύτερη αν γίνει με δυο παρεμβαλομενες ευθειες. Ετσι για τη συγκεκριμενη περιοχή θα παρουμε δυο τιμες για τη παράμετρο  $b$ . Αναλυτικότερα οι γραφικές παραστάσεις αυτές για κάθε περιοχή φαινονται στους παρακατω πίνακες.



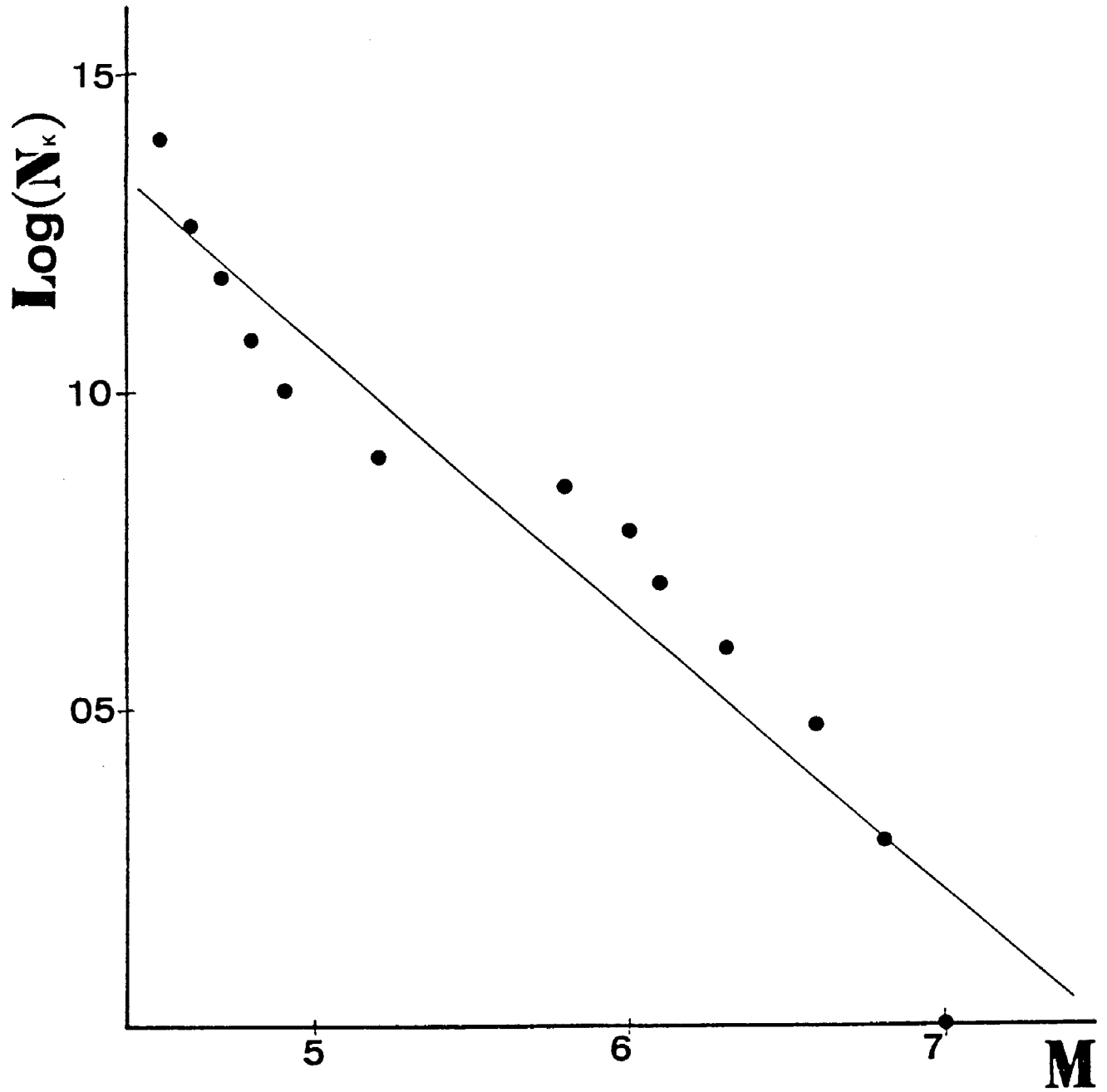
ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ Μ.Ε.Τ

συντελεστής συσχέτισης  $r = 0.98$

$a_k = 3.68$

$b = 0.52$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

0 < M < 7.0

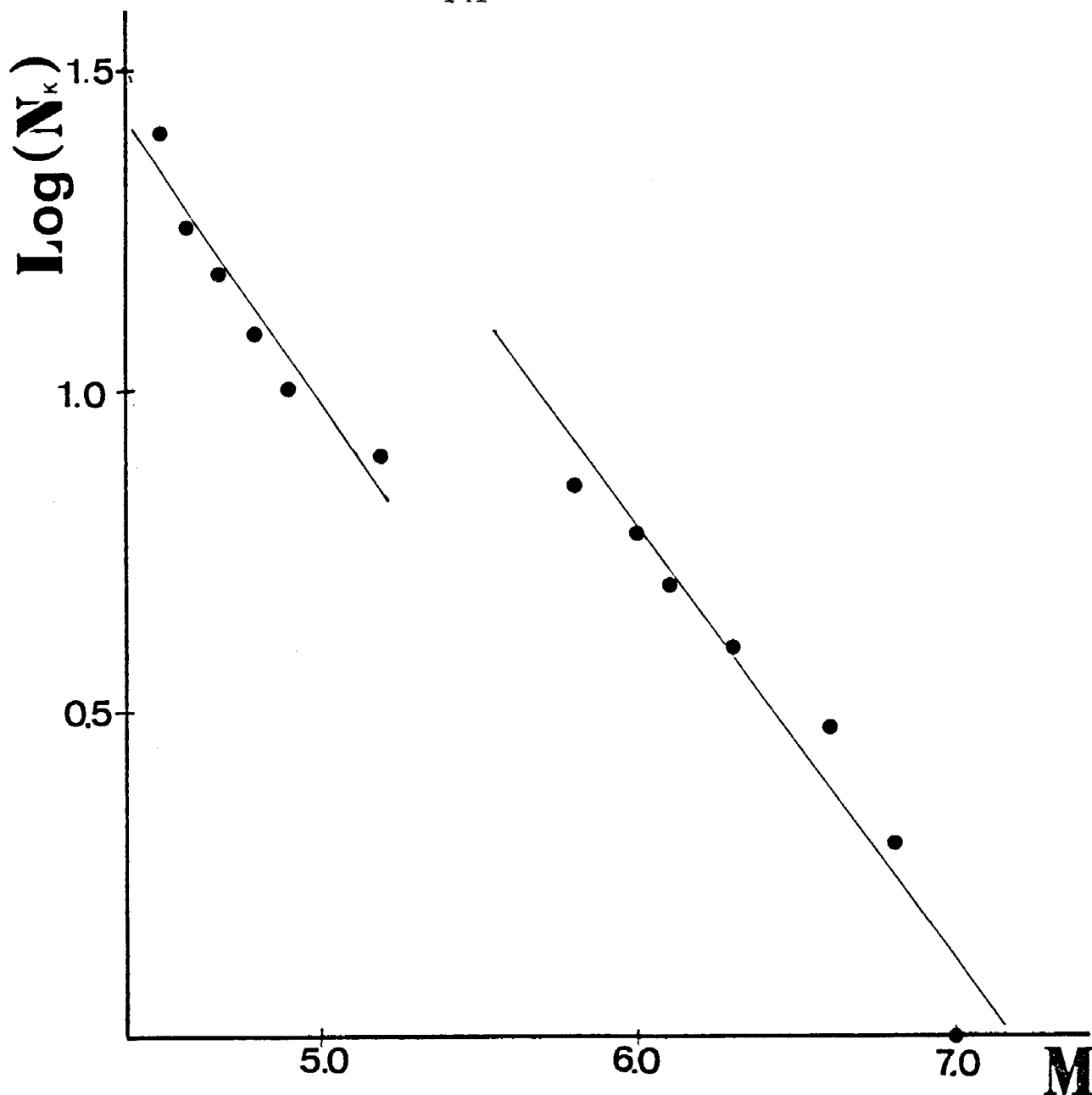
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ Μ.Ε.Τ

συντελεστής συσχέτισης  $r = 0.96$

$a_x = 3.23$

$b = 0.96$





ΠΕΡΙΟΧΗ : ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

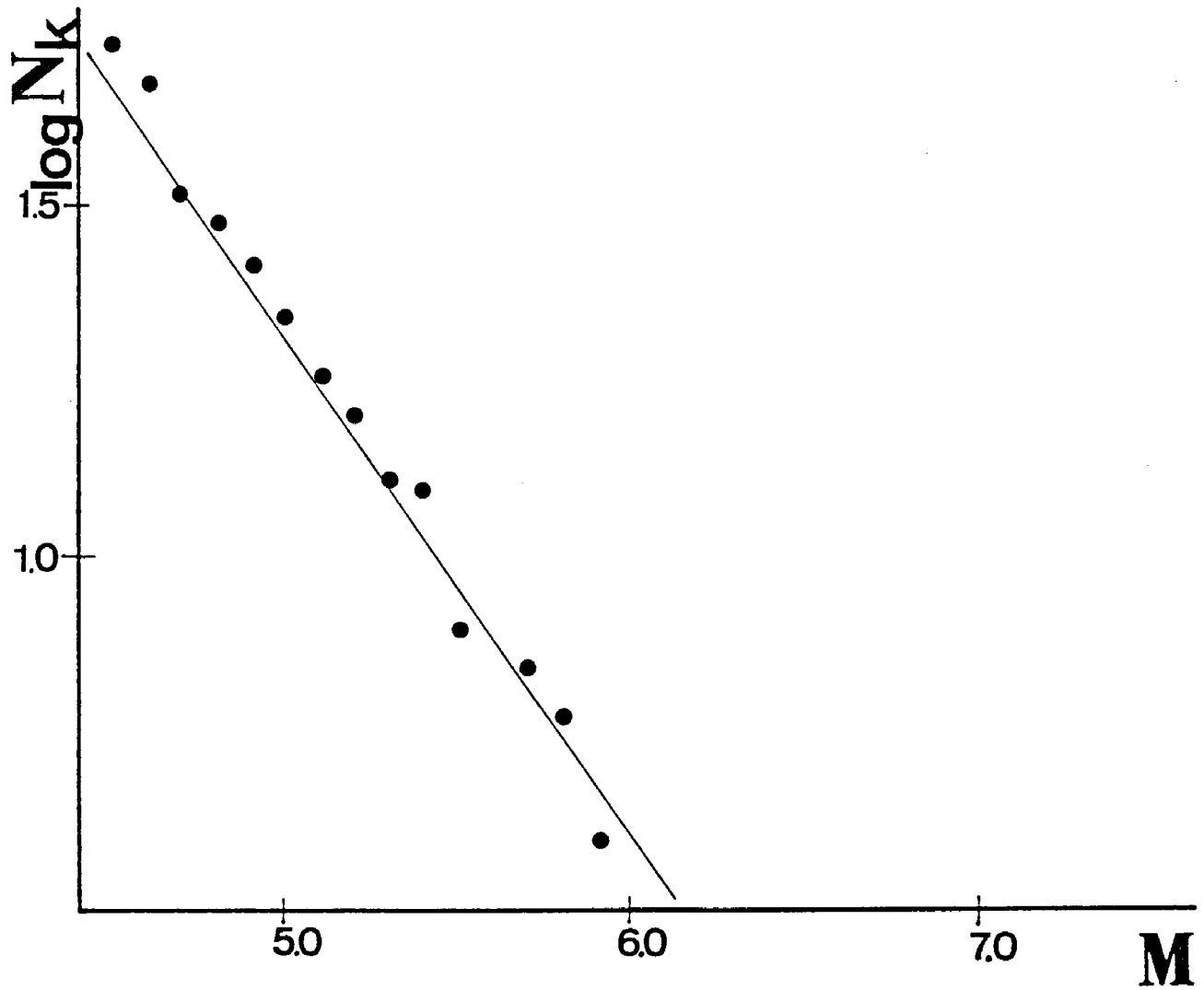
0 < M < 5.2 ΚΑΙ 5.8 < M < 7.0

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ Μ.Ε.Τ

συντελεστής συσχέτισης  $r = 0.96$

$\alpha_k = 4.49$

$b = 0.70$



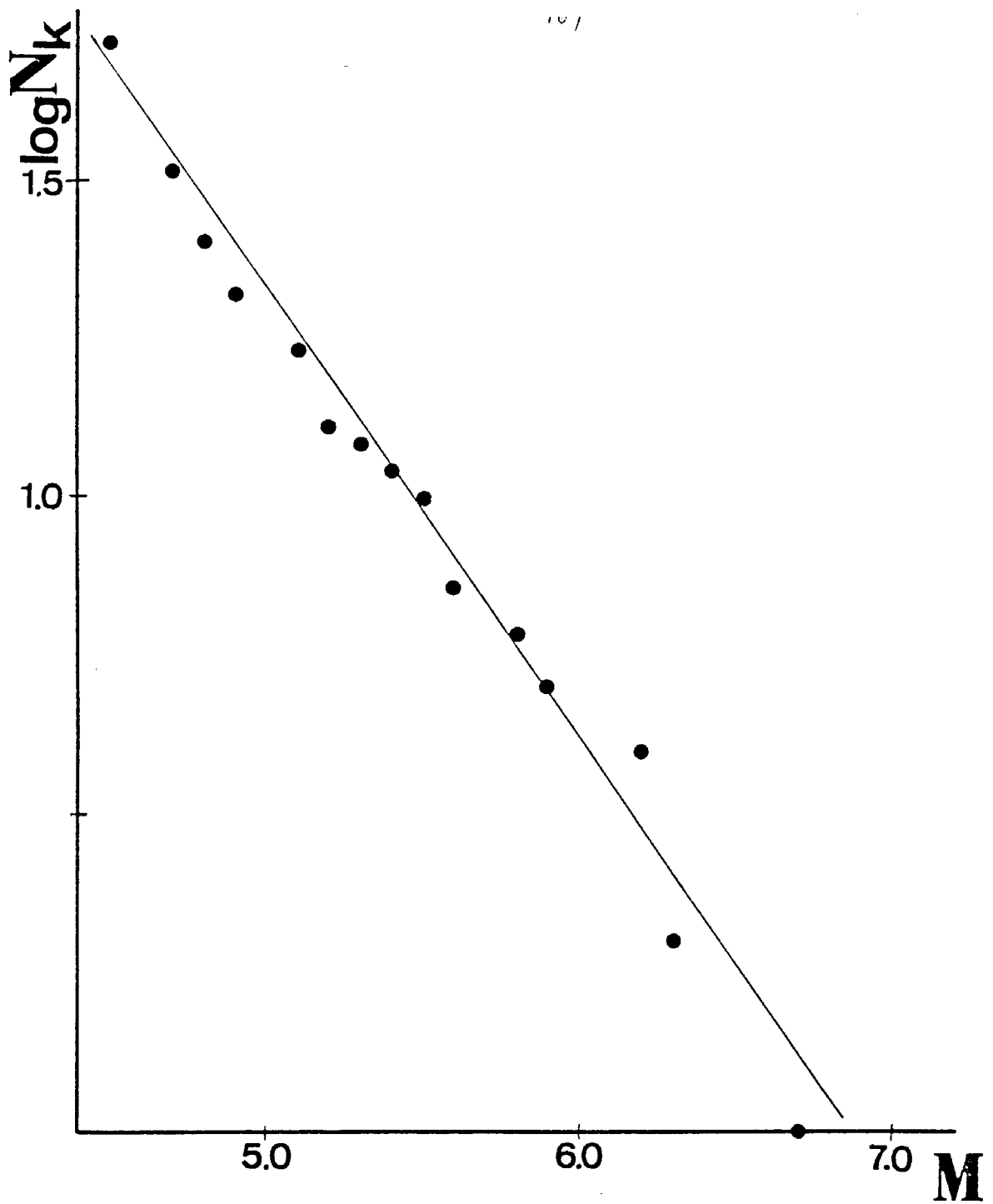
ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ Μ.Ε.Τ

ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ  $r = 0.99$

$$a_k = 4.86$$

$$b = 0.71$$



ΠΕΡΙΟΧΗ : ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ Μ.Ε.Τ

συντελεστής συσχέτισης  $r = 0.99$

$\alpha_k = 4.88$

$b = 0.71$

Κ Ε Φ Α Λ Α Ι Ο Π Ε Μ Π Τ Ο  
ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

## ΣΥΝΟΨΗ - ΑΠΑΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Η διπλωματική αυτή εργασία έχει ως σκοπο να μελετηθει η σεισμικότητα μιας περιοχης με μια διαφορετικη μεθοδο απο τη κλασικη . Συγκεκριμενα χρησιμοποιουμε ως βασικο εργαλειο τη φρακταλ γεωμετρια για να μπορεσουμε να παρουμε καποια συμπερασματα για τις σεισμοτεκτονικες ιδιοτητες καποιων περιοχων και να τις συγκρινουμε με αυτα που ηδη γνωριζουμε απο τη " παραδοσιακη " αντιμετωπιση του ιδιου θεματος .

Για το σκοπο αυτο επιλεξαμε τεσσερις περιοχες του Ελλαδικου χωρου , που ειναι και περιοχες με σχεδον κοινες σεισμοτεκτονικες ιδιοτητες και χαρακτηριστικα αλλα επιπλεον παρουσιαζουν και αμεσο αεροπορικο ενδιαφερον . Ετσι οι τεσσερις περιοχες ειναι :

- Περιοχη θεσσαλονικης - Χαλκιδικης
- Περιοχη θασσαλιας
- Περιοχη Κορινθιακου Κολπου
- Περιοχη καλαματας .

Σε αυτες τις περιοχες μελετησαμε τη γεωγραφικη κατανομη των σεισμικων ρηγματων καθως και των σεισμικων επικεντρων και βρηκαμε τη φρακταλ διασταση των κατανομων αυτων . Για τον υπολογισμο της φρακταλ διαστασης των κατανομων αυτων χρησιμοποιουμε τη μεθοδο του " κινουμενου τετραγωνου " ( box counting algorithm or moving box technic ) . Συγκεκριμενα καθε περιοχη , που στην ουσια ειναι ενα τετραγωνο , χωριζεται σε μικροτερα τετραγωνα με πλευρα  $R_0 / 2^n$  οπου  $R_0$  ειναι η αρχικη πλευρα του τετραγωνου , δηλαδη  $R_0 = 17.5 \text{ cm}$  ( ή  $87.5 \text{ km}$  σε

κλίμακα 1:500000 ) και  $n$  είναι το πλήθος των επαναληψεων που κανουμε . Είναι  $n = 1,2,3,4,5,6$  , δηλαδη κανουμε εξι επαναληψεις και αυτο διοτι ενω θα μπορούσαμε θεωρητικα να κανουμε περισσοτερες επαναληψεις , εδω εχουμε το πρακτικο προβλημα οτι στην εκτη επαναληψη η πλευρα του τετραγωνου είναι 1.1 mm και επομενως είναι αδυνατο να υπαρξει εβδομη επαναληψη . Οπως καταλαβαινουμε καθως αυξανεται το  $n$  μικραινει η πλευρα του τετραγωνου και αυξανεται το πλήθος αυτων .

Ετσι σε καθε επαναληψη μετραμε το πλήθος των τετραγωνων που περιεχουν τουλαχιστον ενα κομματι ρηγματος . Στη συνεχεια απεικονιζουμε σε ενα συστημα δυο αξωνων τα ζευγη των τιμων  $\log N_r$  προς  $\log n_r$  οπου  $N_r$  είναι το πλήθος των μετρουμεμενων τετραγωνων που περιεχουν τουλαχιστον ενα ρηγμα και  $n_r$  είναι ο λογος του αρχικου προς το τετραγωνο μετρησης .

Απο την απεικονιση αυτη μπορει κανεις ευκολα να παρατηρησει οτι η συναρτηση  $\log N_r = f ( \log n_r )$  θα πρεπει να είναι πρωτου βαθμου . Ετσι κανοντας γραμμικη παρεμβολη με τη μεθοδο των ελαχιστων τετραγωνων βρισκουμε τη συναρτηση που συνδεει τα  $\log N_r$  και  $\log n_r$  που είναι μια σχεση της μορφης

$$\log N_r = A + B \log n_r$$

Απο αυτη την ευθεια μπορει κανεις ευκολα να μετρησει τη κλιση της , η οποια μας δινει και την αριθμητικη τιμη της φρακταλ διαστασης της συγκεκριμενης κατανομης . Ετσι βρισκεται η φρακταλ διασταση των κατανομων ( γεωγραφικων ) των ρηγματων και των επικεντρων των σεισμων καποιας περιοχης .

Στη συνεχεια για να εχουμε μια πιο ολοκληρωμενη αποψη για τη σεισμικότητα των παραπανω περιοχων μελετησαμε και

βρήκαμε τη σεισμοτεκτονική παράμετρο  $b$  που προκύπτει από τη σχέση συχνότητας - μεγέθους ( Gutenberg - Richter )

$$\log N_k = a + b M$$

Η μελέτη των τεσσάρων περιοχών που εξετάσαμε ως προς τη σεισμικότητα τους με τη γεωμετρία των φρακτάλς έδειξε μια αρκετά σημαντική ομοιότητα μεταξύ των τεσσάρων περιοχών . Οι περιοχές αυτές βρίσκονται , από σεισμοτεκτονική άποψη , κάτω από την επίδραση εφελκυστικού πεδίου τάσεων με παρόμοια χαρακτηριστικά και συνεπώς η επαλήθευση της ομοιότητας αυτής με ένα καινούργιο μεθοδολογικό τρόπο , όπως είναι η γεωμετρία των φρακτάλς , επιβεβαιώνει την ορθότητα της επιστημονικής γνώσης που έχει διαμορφωθεί μέχρι σήμερα για τη σεισμοτεκτονική συμπεριφορά των τεσσάρων περιοχών που εξετάστηκαν .

Η φρακτάλ διάσταση της κατανομής των ρηγμάτων σε μια περιοχή εκφράζει ποσοτικά το βαθμό διαρρηξης του στερεού φλοιού της περιοχής . Εάν συνεπώς αναφερθούμε στα ενεργά ρηγματα τότε η φρακτάλ διάσταση σε συνδυασμό με τη παράμετρο  $b$  της σχέσης μεγέθους - συχνότητας των σεισμών , θα μπορούσε κάτω από κατάλληλη μαθηματική επεξεργασία να μας περιγράψει με ποσοτικό τρόπο τη σεισμική δράση που μπορούμε να αναμενουμε σε συγκεκριμένη περιοχή και σε ορισμένο χρονικό διάστημα . Αυτό θα μπορούσε να γίνει και στις τέσσερις περιοχές που μελέτησαμε με δυνατότητα μακροπροθέσμων πρακτικών εφαρμογών ( π.χ. λήψη προληπτικών μέτρων , προληπτική ενίσχυση σημαντικών κτιρίων , βελτίωση του αντισεισμικού κανονισμού κ.λ.π ).

Επειδη οι περιοχες που μελετησαμε εχουν και αεροπορικο ενδιαφερον , αυτη η πρακτικη χρησιμοτητα θα μπορουσε να αξιοποιηθει και στο επιπεδο της Πολεμικης Αεροποριας . Αυτο ακριβως το αντικειμενο θα μπορουσε να εξετασθει σε μια μελο- ντικη μελετη ...



ΕΠΙΛΟΓΟΣ

## Ε Π Ι Λ Ο Γ Ο Σ

θεωρία του χάους . Φρακταλ γεωμετρία . Άγνωστοι οροι - καινούργιες επιστήμες . Σκοπός της διπλωματικής εργασίας αυτής ήταν να γνωρίσω τη καινούργια αυτή γεωμετρία , την αποκαλούμενη γεωμετρία της φύσης , που τόσο πολύ εντυπωσιάζει και μαλιστα βρίσκει παρα πολλές εφαρμογες.Άλλωστε στα πλαίσια του μαθηματος της γεωφυσικής ήταν προσιτη αυτή η γνωριμια δια μεσου της εφαρμογης των φρακταλς στη σεισμολογια .Έτσι σε συνεργασία με το καθηγητη της Γεωφυσικής , Δρ. Γερ.Α.Παπαδοπουλο πραγματοποιηθηκε αυτη η μελετη της σεισμικοτητας καποιων Ελληνικων περιοχων με βασικο εργαλειο τη φρακταλ γεωμετρία.

Βασικα πρεπει να καθορισουμε και να γινει αντιληπτο οτι η φρακταλ γεωμετρία είναι μια γεωμετρία που αποτελεί μερος της θεωρίας του χάους , ασχολείται με τυχαίες κατανομες και τυχαία φαινομενα και παραλληλα οι φρακταλ καμπυλες αναπαριστουν αρκετα φυσικα αντικειμενα ( δενδρα , φυτα , τοπια ,συννεφα ... ). Αποτελει ενα σημαντικοτατο εργαλειο που γινεται ακομη πιο σημαντικό με την αλματωδη αναπτυξη των ηλεκτρονικων υπολογιστων . Βρισκει εφαρμογη σε πολλές επιστήμες σχετικες ή και ασχετες μεταξύ τους και αυτο μαλιστα αποδυκνυει την ευρητητα της χρησης των φρακταλς . Η εφαρμογη τους στη σεισμολογια είναι αυτο που βασικα μας ενδιαφερει σε αυτη την εργασία και ειδικοτερα η μελετη των σεισμικων ρηγματων και επικεντρων με βαση τα φρακταλς.

Για να μιλήσουμε με φρακταλς πρέπει καταρχήν να έχουμε μια κατανομή δεδομένων ( τυχαίων ) και από αυτά να φτιάξουμε το " φρακταλ αντικείμενο " που θα μελετήσουμε . Τέτοιες κατανομές είναι :

α. Τα ρήγματα ( σεισμικά και ενεργά ) στο " επίπεδο " . Δηλαδή εξετάσαμε τη γεωγραφική κατανομή των ρηγμάτων και βρήκαμε τη φρακταλ διαστάση της . Μαάλιστα για ακριβέστερα αποτελέσματα βρήκαμε ξεχωριστά τη φρακταλ διαστάση της κατανομής των σεισμικών ρηγμάτων καθώς και τη φρακταλ διαστάση των ενεργών ρηγμάτων και ακόμη της γεωγραφικής κατανομής των σεισμικών και ενεργών ρηγμάτων μαζί . Τα αποτελέσματα ήταν σημαντικά . Η φρακταλ διαστάση καθορίζει την πυκνότητα της διανομής των ρηγμάτων στο γεωγραφικό επίπεδο . Καθώς επίσης καθορίζει και την αυτοομοία δομή της .

β. Τα επικέντρα σεισμών που έχουν γίνει στον αιώνα . Συγκεκριμένα εξετάζουμε τη φρακταλ διαστάση της γεωγραφικής κατανομής των σεισμικών επικέντρων σεισμών με μέγεθος  $M \geq 5.2$  στο χρονικό διάστημα 1911 έως 1985 . Καθώς επίσης και τη κατανομή των σεισμικών επικέντρων με μέγεθος  $M \geq 4.5$  στο χρονικό διάστημα 1964 -1985 . Τα αποτελέσματα και τα συμπεράσματα είναι εξίσου σημαντικά και παρέχουν αρκετές πληροφορίες .

Όπως αναφέρεται και στο τίτλο η εργασία αυτή προσπαθεί να κάνει μια μελέτη της σεισμικότητας κάποιων Ελληνικών περιοχών που παρουσιάζουν μεγάλο σεισμογεωλογικό και αεροπορικό ενδιαφέρον . Αυτές είναι τέσσερις περιοχές που επιλεχθήκαν με βάση αυτά τα κριτήρια και περιέχουν

1. Περιοχή Θεσσαλονίκης - Χαλκιδικής

2. Περιοχη Θεσσαλιας
3. Περιοχη Κορινθιακου Κολπου
4. Περιοχη Καλαματας .

Για πιο ολοκληρωμενη λοιπον περιγραφη της σεισμικτητας αυτων των περιοχων , μελετησαμε και τη κατα μεγεθος κατανομη των σεισμων σε αυτες τις περιοχες . Η κατανομη των σεισμων κατα μεγεθος οπως καθοριζεται απο τη σχεση μεγεθους-συχντητας ( G-R ) οδηγει στο προσδιορισμο της πιο σημαντικης σεισμοτεκτονικης παραμετρου  $b$  που δινει παρα πολλες πληροφοριες για τη σεισμικτητα μιας περιοχης .

Ετσι λοιπον σε καθε περιοχη βρισκουμε τη κατανομη των ρηγματων και των επικεντρων στο γεωγραφικο επιπεδο καθως και τη παραμετρο  $b$  . Ετσι εχουμε ολοκληρωμενη αποψη για τη σεισμικτητα της περιοχης και οδηγουμαστε σε σημαντικα συμπερασματα .

Η εργασια αυτη ελπιζω να φανει χρησημη στη προοδο της σεισμολογιας και τα αποτελεσματα της να χρησημοποιηθουν για επιπλεον ερευνα πανω σε αυτο το χωρο .

**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ**

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Hirata Takayuki , Fractal Dimension of Fault Systems in Japan : Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various scales ,Pageoph , Vol 131 , 1989

Okubo G.Paul and Keiti Aki , Fractal Geometry in the San Andreas Fault System , Journal of Geophysical Research , Vol 92 , Jan 10 1987.

Stevens T. Roger Fractal Programming in Turbo Pascal ,  
M and T Books.

Gleick James Χαος Εκδ: ΚΑΤΟΠΤΡΟ

Λουτσος Θ. Εισαγωγή στη Τεκτονική Γεωλογία

Λεδουσης Βασ. Χαρακτηριστικές Παραμετροί Σεισμικότητας Στον Ελλαδικό Χωρο με Εμφαση σε Περιοχές Αεροπορικού Ενδιαφέροντος , Διπλωματική Εργασία , Σ.Ι , Μαρτίος 1991.

Μουντρακης Δημ. και Σπυρ. Παυλιδης , Νεοτεκτονική , University Studio press , Θεσσαλονίκη 1986 .

Παπαγεωργίου Γ.Σ Βασικά Θέματα Αριθμητικής Αναλύσης , Εκδ.

Συμewν , Αθηνα 1989 .

Παπαδοπουλος Γ.Α. Σεισμολογια και Φρακταλς ,Περισκοπιο της  
Επιστημης , τευχ. 132 , Σεπτ. 1990

Παπαδοπουλος Γ.Α Μαθηματα Ορυκτολογιας - Πετρογραφιας - Γεω-  
λογιας . , Εκτ. ΥΑΕ.

Παπαζαχος Β.Κ Σεισμοι της Ελλαδας , Εκδ. Ζητη , Αθηνα  
1982

Π Α Ρ Α Ρ Τ Η Μ Α    Ι Ι

Επιστημονικές    Δημοσιεύσεις



# Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region

edited by

**E. Boschi**

Istituto Nazionale di Geofisica,  
Rome, Italy

**E. Mantovani**

Dipartimento di Scienze della Terra,  
Università di Siena,  
Siena, Italy

and

**A. Morelli**

Istituto Nazionale di Geofisica,  
Rome, Italy



**Kluwer Academic Publishers**

Dordrecht / Boston / London

Published in cooperation with NATO Scientific Affairs Division

Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on  
**Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region**  
 Erice, Italy  
 September 18-27, 1992

### Library of Congress Cataloging-in-Publication Data

Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region / edited  
 by E. Boschi, E. Mantovani, A. Morelli.

p. cm. -- (NATO ASI series. Series C, Mathematical and  
 physical sciences ; vol. 402)

ISBN 0-7923-2325-4 (acid-free)

1. Geology, Structural--Mediterranean Region--Congresses.  
 2. Geodynamics--Congresses. 3. Earthquakes--Mediterranean Region--  
 Congresses. I. Boschi, E. II. Mantovani, E. III. Morelli, A.  
 IV. Series NATO ASI series. Series C, Mathematical and physical  
 sciences ; no. 402.

QE633.M43R43 1993

93-19532

ISBN 0-7923-2325-4

---

Published by Kluwer Academic Publishers,  
 P.O. Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands.

Kluwer Academic Publishers incorporates the publishing programmes of  
 D. Reidel, Martinus Nijhoff, Dr W. Junk and MTP Press.

Sold and distributed in the U.S.A. and Canada  
 by Kluwer Academic Publishers,  
 101 Philip Drive, Norwell, MA 02061, U.S.A.

In all other countries, sold and distributed  
 by Kluwer Academic Publishers Group,  
 P.O. Box 322, 3300 AH Dordrecht, The Netherlands.

*Printed on acid-free paper*

---

All Rights Reserved

© 1993 Kluwer Academic Publishers

No part of the material protected by this copyright notice may be reproduced or  
 utilized in any form or by any means, electronic or mechanical, including photo-  
 copying, recording or by any information storage and retrieval system, without written  
 permission from the copyright owner.

Printed in the Netherlands

# TECTONIC AND SEISMIC PROCESSES OF VARIOUS SPACE AND TIME SCALES IN THE GREEK AREA

G. A. PAPADOPOULOS  
Department of Seismotectonics  
Earthquake Planning and Protection Organization  
226 Messogion Ave.  
15561 Holargos - Athens  
Greece

**ABSTRACT.** The Tertiary and active, large - scale, complex seismotectonic processes of the Greek area can be adequately interpreted by lithospheric rotations and subductions. Anomalies in the space, time and size distributions of earthquakes reflect seismotectonic complexity even in smaller scales. A new interpretation of the tomographic images is suggested to dissolve their strong contradiction with other geophysical observations. Two 2-D interrelated lithospheric models are proposed to integrate many types of observations into a unified picture of the active deformation of the Greek area. There is a general need of such multi-disciplinary approaches for understanding better geodynamic phenomena taking place in complex areas such as the Greek one.

## 1. INTRODUCTION

Greece is characterized by the highest seismicity in Western Eurasia. Complexity, which is the main feature of the seismotectonic processes taking place there, increases the earth scientists' interest for this region. It is, therefore, considered as a truly vast seismological laboratory.

The review of seismic and tectonic properties of the Greek region is not an easy task because of the very long number of papers, books, and reports that have been written and the many different views that have been expressed. A review and a bibliography of the Greek seismology are given by Båth [1] for the period from 1950 up to 1982. In this paper I review the main results obtained and models developed more recently by the author and his collaborators. Some new ideas are also presented about the Greek geodynamics. Moreover, these results are discussed in connection with the most important studies that have been presented by several authors about the Tertiary tectonic evolution and active geodynamic processes.

## 2. LARGE - SCALE GEODYNAMIC AND TECTONIC PROCESSES

The Cenozoic geotectonic evolution of the broad Aegean area has been described from magmatic data as a discontinuous process of southward migration of an arc - trench system and associated successive subduction phases (see [2], [3], [4]). From magmatic and seismological data, Papadopoulos [4] suggested that the gradual variation in the subduction trend from the Early Miocene up to the present indicates either the counter - clockwise rotation of about  $50^\circ$  of the Hellenic consuming boundary or the clockwise rotation of the Aegean lithosphere or both. This interpretation is compatible with the clockwise rotation in the Aegean area postulated by paleo - magnetic measurements (e.g. [5]), the estimate, from fault plane mechanisms, of the relative motion occurring between the Hellenic arc and the adjacent sea floor ([6]), and the idea that at least one lithospheric slab has been subducted in the Aegean area as deduced from seismotectonic, geophysical and metallogenic observations (e.g. [7], [8], [9]).

The picture of lithospheric rotations and subductions in Greece and adjacent regions is completed by the suggested thermal or gravitational spreading of the Aegean ([6], [10]) and the southwestward advance of Turkey (e.g. [11]). The large - scale Tertiary and active tectonics appears, therefore, rather complicated.

Two 2 - D interrelated lithospheric models have developed to interpret the main seismotectonic and geophysical features of the Greek and adjacent regions. The first is a sketch - map showing the tectonic deformation (Fig. 1) and the second is a cross - section (Fig. 2) which indicates the mode of shallow and deep ruptures as well as lithospheric and asthenospheric processes which may drive the properties of the area considered. An attempt has been made to integrate all the previously mentioned large - scale tectonic processes. In addition, a compilation of more than one hundred fault plane solutions ([12], [13]) have been utilized.

A stress gradient and a zonal pattern of different tectonism away from the trench axis has been postulated. Almost pure thrust faulting occurs along the Hellenic trench while the back - arc side is mainly dominated by almost N - S extension. A narrow strike - slip belt with predominantly thrust component separates these two main zones ([13], [14]). This belt seems to be a transition from the thrust - type faults to normal faults as has been recognized in other active subduction zones too ([15]). However, two other belts of strike - slip motion complicates the back arc tectonics. In the North Aegean Sea the right - lateral strike - slip motion may reflect the southwestward continuation of the North Anatolian Fault Zone.

In the South Aegean, particularly in its eastern side in the region of Amorgos, a first order stress - pattern of NW - SE to NNW - SSE extension along with second order right - lateral strike - slip movements of NE - SW direction imply that the tectonic picture of the South Aegean deviates from the simple description for pure extension in back - arc conditions ([16]).



Figure 1. Sketch map of the present tectonic deformation of the Aegean area. Long curved lines = normal faults; lines with open semicircles = thrusts; double thin arrows = strike - slip motions; long heavy arrows = direction of relative motion of the Aegean and Mediterranean lithosphere; solid triangles = main volcanic centers; open triangles = Plio - Quaternary volcanic centers.

Convection currents in the asthenosphere of the South and North Aegean play a key role in explaining many geophysical properties. The South Aegean convection currents, which are triggered by the active lithospheric subduction in this area, may account for the active volcanism and the associated geothermal fields. In the North Aegean the existence of asthenospheric convection currents, that are presently dying - off, is also suggested. They can be explained by the paleo - subduction(s) that occurred during Tertiary times [4] and may account for the extensive Tertiary magmatism in the North Aegean area

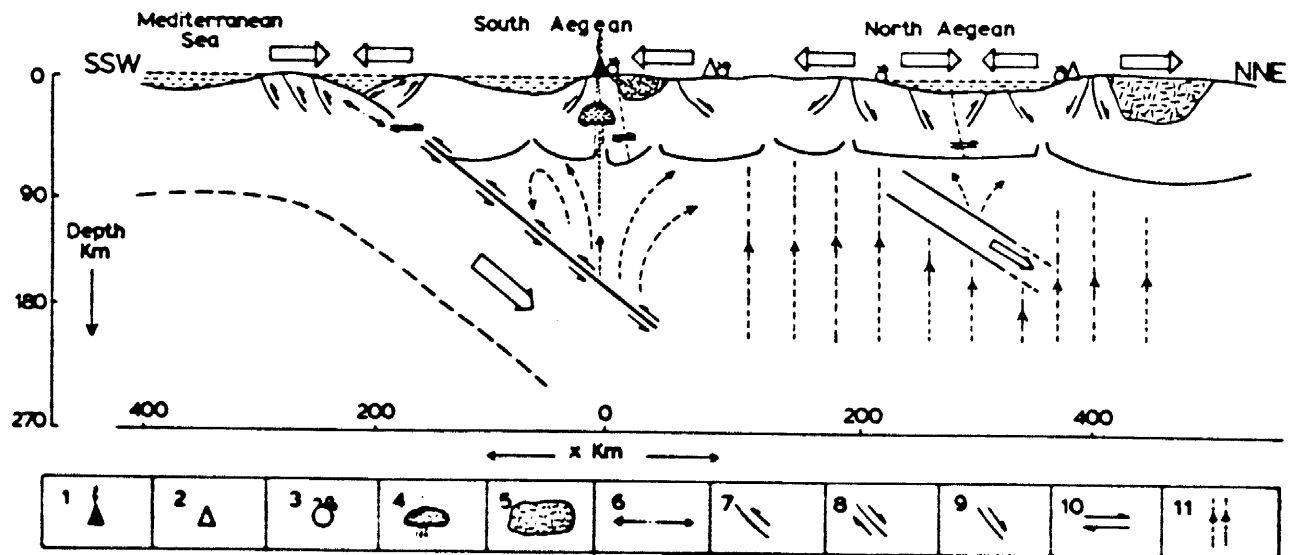


Figure 2. Lithospheric model of the Greek and surrounding regions. 1 = active volcanoes; 2 = Plio - Quaternary volcanoes; 3 = thermal springs; 4 = magmatic reservoir, 5 = plutonic intrusions; 6 = tension; 7 and 8 = reverse faults; 9 = normal faults; 10 = strike-slip motion; 11 = convection currents.

as well as for the high heat flow rate and magnetic anomalies in the North Aegean Trough.

### 3. CRITICAL ASPECTS OF THE TOMOGRAPHIC IMAGES

In a series of papers, Spakman and his collaborators (e.g. [17]) presented tomographic images of the Hellenic subduction zone that were interpreted as demonstrating slab penetration in the Aegean upper mantle to depths of at least 600 km, with a slab length of at least 800 km. Recently he suggested that subduction below the Aegean may occur to depths of even 800 - 1000 km, rather than 600 km (see this volume). This would extend the minimum duration time of Aegean subduction to 40 - 50 Ma.

Allowing for spatial error of 50 - 120 km, the above interpretation of tomographic images constitutes a revolution in the Greek subductology and geodynamics, thus rising strong contradiction with many geophysical and seismological observations. However, an alternative interpretation compatible with these observations could be given. The basic idea is that the tomographic images detect not only the actively subducting lithospheric slab but also remnants of slabs that were subducted during Tertiary times and that presently are dying - off in the upper mantle in depths considerably larger than the maximum depth of the active lithospheric subduction. Geometric and kinematic features of such paleo-subductions can be found in [4]. In a forthcoming paper I explain in

detail the alternative interpretation of the tomographic images in the Hellenic subduction zone.

#### 4. SPACE , TIME AND MAGNITUDE DISTRIBUTIONS OF EARTHQUAKES

Complexity in geodynamics and tectonics is associated with complexity in seismic activity which turns in anomalies in the earthquake space, time and size distributions. Figure 3 shows the spatial distribution of the relative seismic hazard in Greece and adjacent regions from a maximum likelihood estimation [18]. Only shallow seismicity is represented in this map. The seismic hazard level, considered as a function of the maximum expected earthquake magnitude and the recurrence of earthquakes of magnitude  $M > 6.0$  , varies from low to very high while there are large patches practically aseismic. Intermediate - depth earthquakes occur only in the South Aegean, the largest of them taking place in three separate nests situated in the western, central and eastern segments of the descending lithospheric slab [19].

Another approach of the spatial distribution of large size shocks is based on configurations of the lateral extent of their rupture zones. This concept was introduced by Sykes [20] and Kelleher [21] who concluded that rupture zones of large shallow shocks in convergent plate margins generally abut and do not overlap. This seems to be verified in the Hellenic plate margin ([22], [23]) as well as in a certain place of normal faulting in the back - arc side [24] . Recent examination of another region of normal faulting , that of Central Greece (Thessalia region), implies that the non - overlapping of large earthquake rupture zones may be a general property in back - arc conditions which is very important for earthquake prediction and hazard assessment studies. In the Thessalia region, for instance, its southern side has ruptured three times in about the last 38 years after an apparent quiescence since 1773. The rupture zones practically abut and do not overlap (Fig. 4). Its northern side, instead, did not rupture since 1781. Should the seismicity pattern of the southern Thessalia repeat in its northern side then a migration of the activity would be expected northwards [25] .

The predictive value of previous observations is being more clear when they are combined with an anomaly in the magnitude - frequency diagram which is shown in Figure 5. There is a magnitude gap of  $5.8 > M > 5.2$  in the cumulative frequency,  $N$ , of events for 1964 - 1985 as integrated to 1901 - 1985. Extending  $N$ , the real frequency of events of  $M \geq 6.0$  for 1901 - 1985, to smaller events, it results that the gap persists over the entire century, the magnitude error being  $< 0.3$  . Consequently, the magnitude range of about 5.8 - 7.0 is characteristic in Thessalia. Moreover, reliable  $b$  - value can be determined only for  $M \geq 6.0$ .  $b$  - values equal to either 0.88 or 0.99 have been determined depending on the data set used. Resultant mean return periods of events of  $M \geq 5.8$  are 6.8 and 8.4 years, respectively.

Anomalies in the magnitude distribution seems to be a common feature in several segments of the Hellenic arc - trench system [26]. The main geometric expressions of them are the gap in medium size

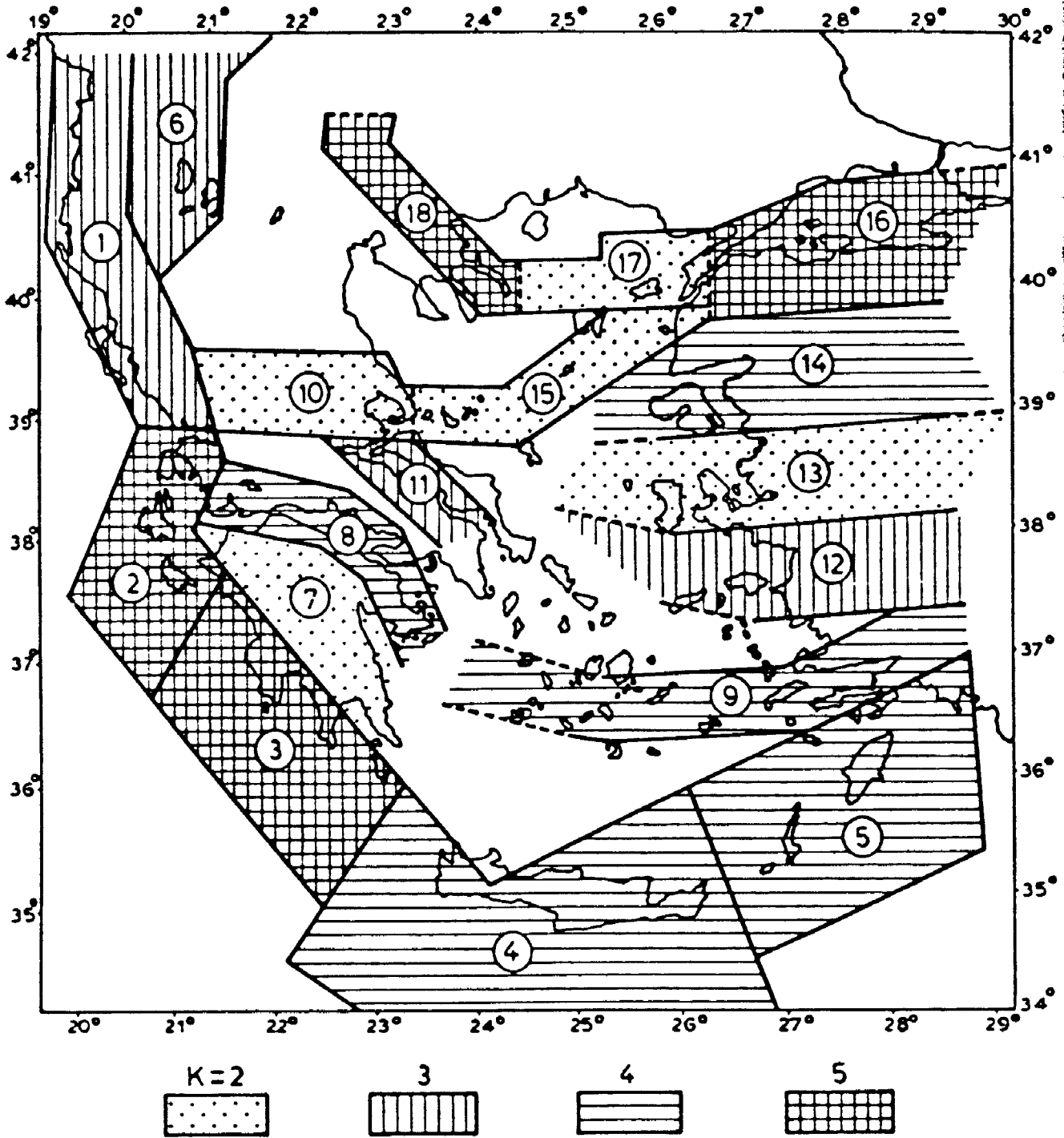


Figure 3. Distribution of the relative seismic hazard in the Greek and surrounding areas (after [18]). Low, medium, high and very high seismic hazard is signed by  $K = 2, 3, 4,$  and  $5,$  respectively.

range and "bulge" effect in the right side of the G-R diagram, that is a bend towards the vertical of the larger magnitude frequencies. Such a non-linear structure of G-R is determined by the characteristic earthquake model and shows the general need for properly designed



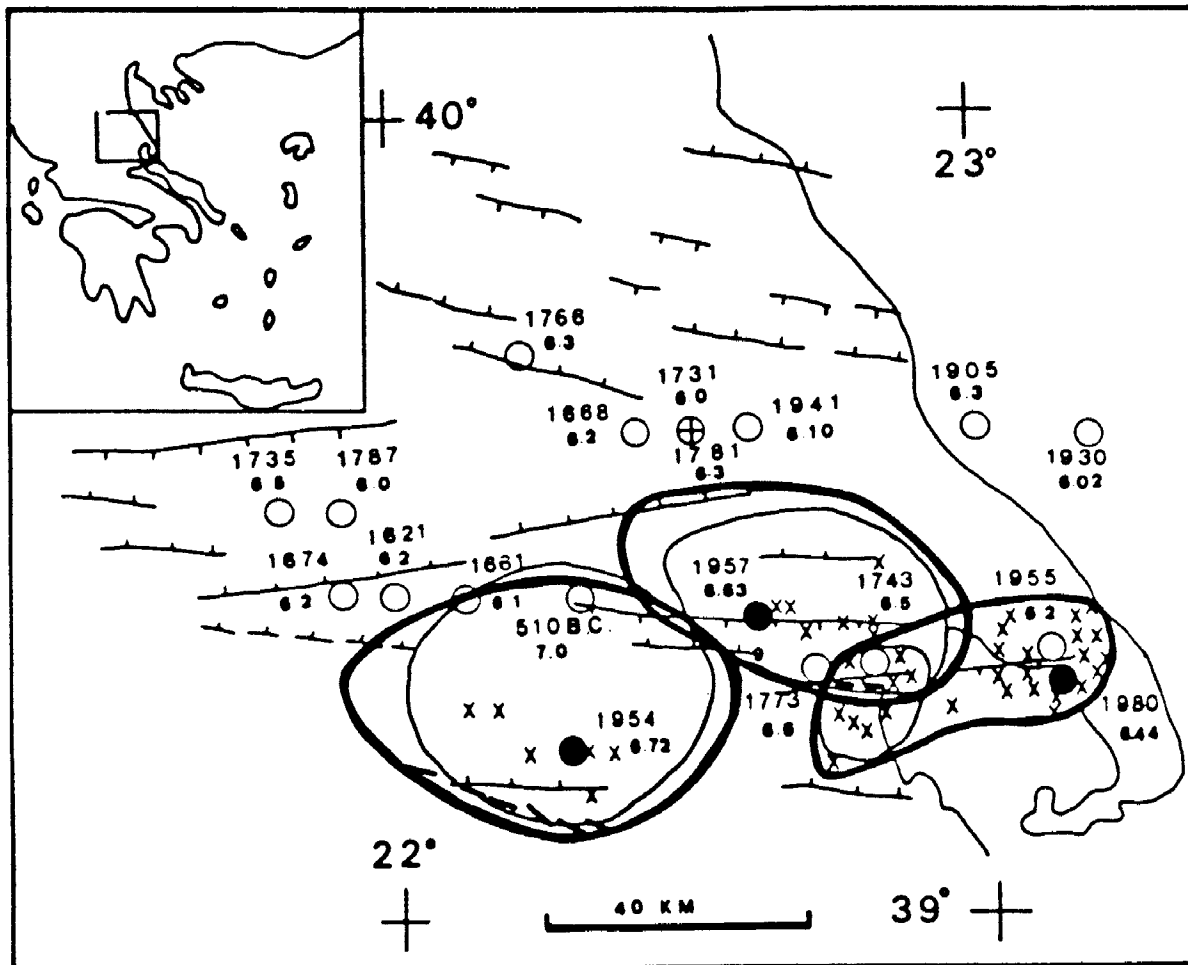


Figure 4. Main neotectonic lines (sharp lines, after [36]), surface fault breaks (heavy dashed lines) associated with the 1954 and 1980 strong shocks, and epicentres of known strong ( $M > 6.0$ ) earthquakes from the ancient times up to the present in the Thessalia region. More details can be found in [25].

models of seismic hazard determination.

Statistical tests performed with some methodological innovation [27] have shown that the occurrence of mainshocks in the Aegean is stationary and random with respect to the time regardless of the segment, time interval and magnitude class considered [28]. It is suggested, however, that in the Aegean and elsewhere seismotectonically more inhomogeneous sources tend to generate earthquakes that are more randomly distributed in time, and that for a given seismogenic structure this may depend on the considered size scale of the structure. For example, in the Aegean back-arc side the strong mainshock activity consists of a random ( $M = 6.5 - 6.8$ ) and a non-random ( $M = 6.9 - 7.7$ ) component with a quasi-periodic seismic energy release, implying time clustering of the higher magnitude events [29].

The strength of the time clustering of earthquakes can be measured on the basis of the concept of the fractal geometry of nature

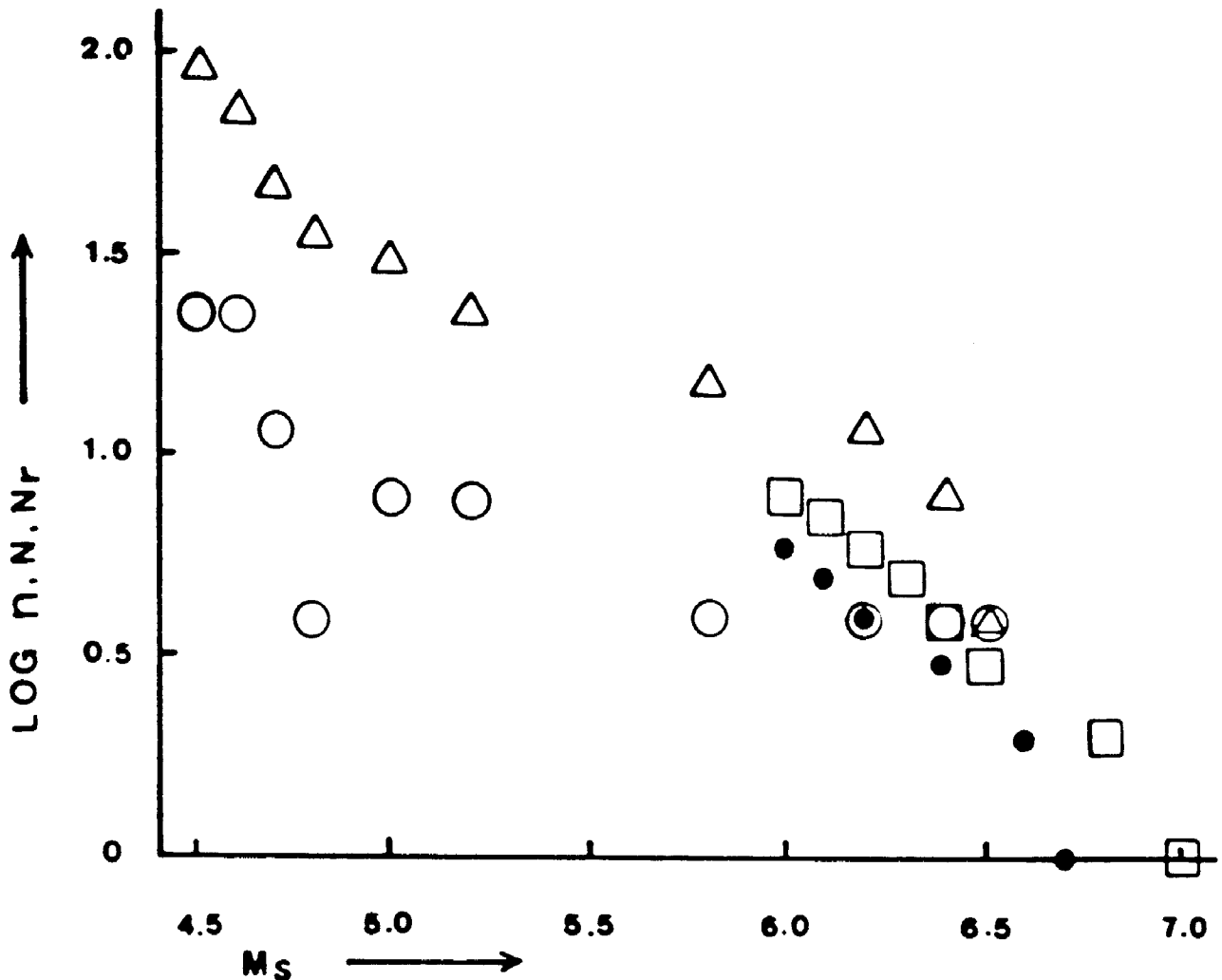


Figure 5. Magnitude - frequency diagram for the Thessalia earthquakes. For more details see the text and in [25].

as developed by Mandelbrot [30]. This approach led to the conclusion that in several segments of the Hellenic arc - trench system scale - invariant time clustering holds over very large scale lengths of time [31].

## 5. CONCLUDING REMARKS

Only complicated lithospheric models can account for the complex seismotectonic structure and Tertiary geodynamic evolution of the Greek and adjacent regions. Lithospheric rotations and subductions interpret adequately large - scale processes while anomalies in the space, time and magnitude distributions of earthquakes reflect seismotectonic complexity even in smaller scales. Results about the complexity in seismotectonics should influence the elaboration of proper models for seismic hazard assessment and seismicity patterns for use in earthquake prediction. For example, the design of seismic hazard approaches incorporating the concept of characteristic earthquake is an immediate necessity. On the other hand, particular types of seismotectonic

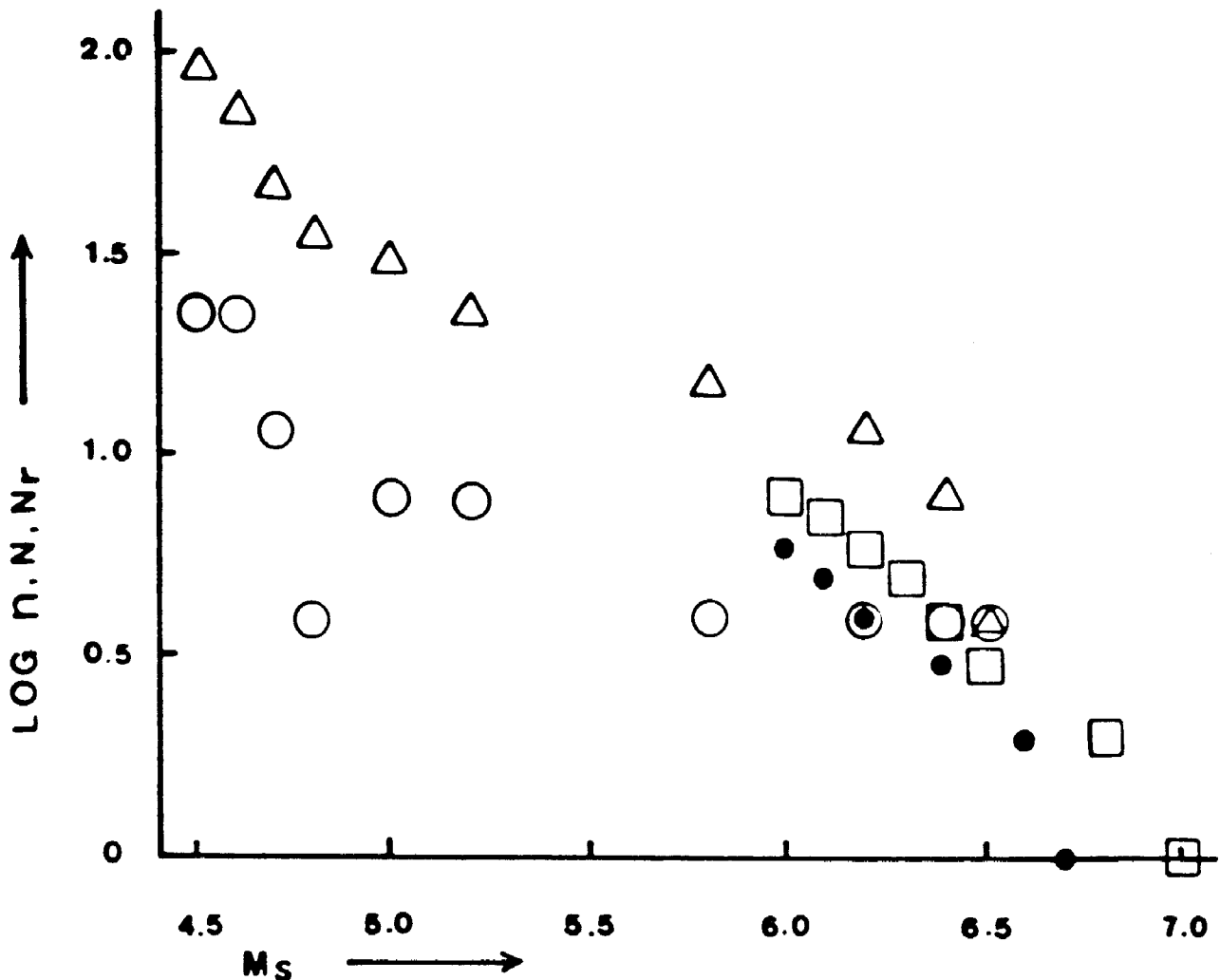


Figure 5. Magnitude - frequency diagram for the Thessalia earthquakes. For more details see the text and in [25].

as developed by Mandelbrot [30]. This approach led to the conclusion that in several segments of the Hellenic arc - trench system scale - invariant time clustering holds over very large scale lengths of time [31].

## 5. CONCLUDING REMARKS

Only complicated lithospheric models can account for the complex seismotectonic structure and Tertiary geodynamic evolution of the Greek and adjacent regions. Lithospheric rotations and subductions interpret adequately large - scale processes while anomalies in the space, time and magnitude distributions of earthquakes reflect seismotectonic complexity even in smaller scales. Results about the complexity in seismotectonics should influence the elaboration of proper models for seismic hazard assessment and seismicity patterns for use in earthquake prediction. For example, the design of seismic hazard approaches incorporating the concept of characteristic earthquake is an immediate necessity. On the other hand, particular types of seismotectonic

environments may result in the recognition of particular seismicity patterns useful in earthquake prediction. This has been clear in the Greek region where a variety of premonitory patterns of seismic activity were recognised such as periodicity in seismicity [29], long - term and short - term accelerating foreshock activity [23,32], synchronization in the earthquake occurrence [33], premonitory burst of seismicity [34], migration of seismic activity [19] and regularity in the earthquake occurrence [35].

## 6. ACKNOWLEDGEMENTS

I am grateful to Prof. E. Mantovani for his invitation to give this lecture. The part of the work referring to the Thessalia region has been supported by the European Centre on Prevention and Forecasting of Earthquakes, Council of Europe, Athens.

## 7. REFERENCES

- [1] Båth, M. (1983) 'The seismology of Greece', *Tectonophysics* 98, 165 - 208.
- [2] Boccaletti, M., Manetti, P. and Peccerillo, A. (1974) 'The Balkanides as an instance of back - arc thrust belt: possible relation with the Hellenides', *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 1077 - 1084.
- [3] Papadopoulos, G.A. (1982) 'Contribution to the study of the active deep tectonics of the Aegean and surrounding areas', D. Sci, Thesis, Univ. of Thessaloniki, 176pp. (in Greek with English abstr.).
- [4] Papadopoulos, G.A. (1989) 'Cenozoic magmatism, deep tectonics, and crustal deformation in the Aegean Sea', in C.Kissel and C. Laj (eds.), *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95 - 113.
- [5] Kissel, C., Laj, C., Poisson, A. and Simeakis, K. (1989) 'A pattern of block rotations in Central Greece', in C. Kissel and C. Laj (eds.), *paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 115 - 129.
- [6] Le Pichon, X. and Angelier, J. (1979) 'The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area', *Tectonophysics* 60, 1 - 42.
- [7] Mc Kenzie, D.P. (1972) 'Active tectonics of the Mediterranean region', *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 30, 109 - 185.
- [8] Papazachos, B.C. and Papadopoulos, G.A. (1977) 'Deep tectonics and associated ore deposits in the Aegean area', *Coll. on Geol. of the Aegean Regions Proc.* 3, Athens 1977, 1071 - 1081.
- [9] Papadopoulos, G.A. and Andrinopoulos, A. (1984) 'Metallogenic evidence for palaeo-subduction zones in the Aegean area', *Geol. Balcanica* 14, 3 - 8.
- [10] Mc Kenzie, D. (1978) 'Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions', *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 55, 217 - 254.
- [11] Mc Kenzie, D. (1972) 'Plate tectonics of the Mediterranean region', *Nature* 226, 239 - 243.

- 139
- [12] Kondopoulou, D.P., Papadopoulos, G.A. and Pavlides, S.B. (1985) 'A study of the deep seismotectonics in the Hellenic Arc', *Boll. Geof. Teor. Appl.* 27, 197 - 207.
  - [13] Papadopoulos, G.A., Kondopoulou, D.P., Leventakis, G.-A. and Pavlides, S.B. (1986) 'Seismotectonics of the Aegean Region', *Tectonophysics* 124, 67 - 84.
  - [14] Papadopoulos, G.A. (1985) 'Stress - field and shallow seismic activity in the Aegean region: Their tectonic implications', *Quaterniones Geodaesiae* 6, 65 - 74.
  - [15] Nakamura, K. and Uyeda, S. (1980) 'Stress gradient in arc - back arc regions and plate subduction', *J. Geophys. Res.* 85, 6419 - 6428.
  - [16] Papadopoulos, G.A. and Pavlides, S.B. (1992) 'The large 1956 earthquake in the South Aegean: Macro seismic field configuration, faulting, and neotectonics of Amorgos Island', *Earth & Planet. Sci. Lett.* 113, 383 - 396.
  - [17] Spakman, W., Wortel, M.J.R. and Vlaar, N.J. (1988) 'The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic interpretation', *Geophys. Res. Lett.* 15, 60 - 63.
  - [18] Papadopoulos, G.A. and Kijko, A. (1991) 'Maximum likelihood estimation of earthquake hazard parameters in the Aegean area from mixed data', *Tectonophysics* 185, 277 - 294.
  - [19] Papadopoulos, G.A. (1990) 'Forecasting large intermediate - depth earthquakes in the South Aegean', *Phys. Earth Planet. Inter.* 57, 192 - 198.
  - [20] Sykes, L.R. (1971) 'Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians', *J. Geophys. Res.* 76, 8021 - 8041.
  - [21] Kelleher, J. (1972) 'Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions', *J. Geophys. Res.* 77, 2087 - 2103.
  - [22] Wyss, M. and Baer, M. (1981) 'Earthquake hazard in the Hellenic Arc. In: D.W. Simpson and P.G. Richards (eds.), *Earthquake Prediction - An International Review*, Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. 4, 153 - 172.
  - [23] Papadopoulos, G.A. (1988) 'Long - term accelerating foreshock activity may indicate the occurrence time of a strong shock in the Western Hellenic Arc', *Tectonophysics* 152, 179 - 192.
  - [24] Voidomatis, Ph.S., Pavlides, S.B. and Papadopoulos, G.A. (1990) 'Active deformation and seismic potential in the Serbomacedonian zone, northern Greece', *Tectonophysics* 179, 1 - 9.
  - [25] Papadopoulos, G.A. (1992) 'Rupture zones of strong earthquakes in the Thessalia region, Central Greece', *XXIII General Assembly of Europ. Seism. Comm.*, Prague, Sept. 1992.
  - [26] Papadopoulos, G.A., Skafida, H.G. and Vassiliou, I.T. (1993) 'Non - linearity of the magnitude - frequency relation in the Hellenic arc - trench system and the characteristic earthquake model', *J. Geophys. Res.*, under publication.
  - [27] Papadopoulos, G.A. (1992) 'On some problems about testing stochastic models of the earthquake time series', *Natural Hazards*, in press.

- [28] Dionysiou, D.D. and Papadopoulos, G.A. (1992) 'Poissonian and negative binomial modelling of earthquake time series in the Aegean area', *Phys. Earth Planet. Inter.* 71, 154 - 165.
- [29] Papadopoulos, G.A. and Voidomatis Ph. (1987) 'Evidence for periodic seismicity in the inner Aegean seismic zone', *Pure Appl. Geophysics* 125, 614 - 628.
- [30] Mandelbrot, B. (1967) 'How long is the coast of Britain? Statistical self - similarity and fractional dimension', *Science* 156, 636 - 638.
- [31] Papadopoulos, G.A. and Dedousis, V. (1992) 'Fractal approach of the temporal earthquake distribution in the Hellenic arc - trench system', *Pure Appl. Geophys.* 129, in press.
- [32] Papadopoulos, G.A., Makropoulos, K.C. and Dedousis, V. (1991) 'Precursory variation of the foreshocks fractal dimension in time', *Internat. Confer. on Earthquake Prediction: State - of - the - Art*, Council of Europe, Strasbourg 15 - 18 October 1991.
- [33] Papadopoulos, G.A. (1988) 'Synchronized earthquake occurrence in the Hellenic Arc and implications for earthquake prediction in the Dodecanese Islands (Greece)', *Tectonophysics* 145, 343 - 347.
- [34] Papadopoulos, G.A. (1988) 'Premonitory burst of seismicity and its significance for predicting large Aegean earthquakes', *Tectonophysics* 156, 257 - 265.
- [35] Papadopoulos, G.A. (1990) 'Prediction of potentially damaging earthquakes in the Cretan segment of the Hellenic Arc', *Phys. Earth Planet. Inter.* 59, 130 - 133.
- [36] Caputo, R. (1990) 'Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene - Quaternary basins of Thessaly (Central Greece)', *Scient. Annals of the Geol. Departm., Univ. of Thessaloniki, Thessaloniki, Greece*, v. 12 (in English).



PRAHA 92

**XXIII General Assembly  
of the European Seismological Commission**

International Association of Seismology and Physics  
of the Earth's Interior

International Union of Geodesy and Geophysics

**ACTIVITY REPORT 1990 - 1992  
and  
PROCEEDINGS**

**Volume II**

**Prague, Czechoslovakia, 7 -12 September 1992**

*Geophysical Institute, Czechoslovak Academy of Sciences*

GERASSIMOS A. PAPADOPOULOS

Dept. of Seismotectonics, Earthquake Planning and Protection  
Organization, 226 Messogion Ave., 15561 Athens, Greece

### INTRODUCTION

The Thessalia region, central Greece, has experienced three strong earthquakes in the present century: 30 April 1954, Karditsa,  $M=7.0$ ; 8 March 1957, Magnesia,  $M=6.8$ ; 9 July 1980, Magnesia,  $M=6.5$ . This region has been selected as a European earthquake prediction test-site. It is, therefore, of special interest to study the faulting process by defining the lateral extent of rupture zones of these earthquakes and examining the previous seismic history of the region.

### DATA, METHODS AND MAIN RESULTS

A large number of papers has been taken into account to collect information about the earthquake activity and tectonic features of the region. In a forthcoming full paper all these studies will be cited. Here only a few papers will be referred.

Figure 1 shows the main neotectonic lines (sharp lines), surface fault breaks (heavy dashed lines) associated with the 1954 and 1980 strong shocks, the epicentres of known strong ( $M \geq 6.0$ ) earthquakes from the ancient times up to the present (circles; cross means that two events had the same epicentre, solid circles= epicentres of the three strong events mentioned above), the strongest aftershocks of the three last, strong events, as well as the degree VIII isoseismals (sharp curves) and the rupture zones (heavy curves) of the three last strong events. The main results have as follows:

- (1) Before 1621 there was a lack in the earthquake reporting.
- (2) There is another lack during the 19th century.
- (3) There is an apparent time clustering of strong events.
- (4) The southern part of Thessalia has ruptured three times in the last about 38 years after an apparent quiescence since 1773. The rupture zones practically abut and do not overlap.
- (5) The northern part did not rupture since 1781.

Figure 2 shows the G-R diagram of Thessalia: triangle= cumulative frequency,  $N$ , of  $M \geq 4.5$  for 1964-85 as integrated to 1901-85, open circle= single frequency,  $n$ , square= cumulative frequency,  $N_c$ , of  $M \geq 6.0$  for present century (all data from Cominakis and Papazachos, 1986), solid circle=  $N_c$  of  $M \geq 6.0$  for present century (data from Ambraseys and Jackson, 1990). One may observe that:

- (1) There is a magnitude gap of  $5.8 > M > 5.2$  in  $N$ . Extending  $N_c$  to lower magnitudes it results that the gap persists over the whole century (magnitude error  $\leq 0.3$ ). This means that the magnitude range of about 5.8 - 7.0 is characteristic in



Thessalia.

(2) Reliable b-value can be determined only for  $M \geq 6.0$ . From Comninakis and Papazachos (1986) and Ambraseys and Jackson (1990) data we get  $\log N_r = 6.23 - 0.88M$  and  $\log N_r = 6.78 - 0.99M$ , respectively, which imply mean return period of events of  $M \geq 6.0$  equal to 10.2 years and 13.2 years, respectively. For  $M \geq 5.8$  we get mean return periods equal to 6.8 years and 8.4 years, respectively.

Previous results indicate that should the seismicity pattern of the southern Thessalia area repeat in its northern part than a migration of the activity would be expected northwards in the near future.

#### REFERENCES

- Comninakis, P.E. and B.C. Papazachos (1986). A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901-1980, Publ. Geoph. Lab. Univ. Thessaloniki, no. 5, Thessaloniki.
- Ambraseys, N.N. and J.A. Jackson (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, Geophys. J. Int. 101, 663-708.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This is a preliminary paper of a seismological study of Thessalia region which has been undertaken with the financial support of the European Centre on Prevention and Forecasting of Earthquakes, Council of Europe, Athens, Greece.

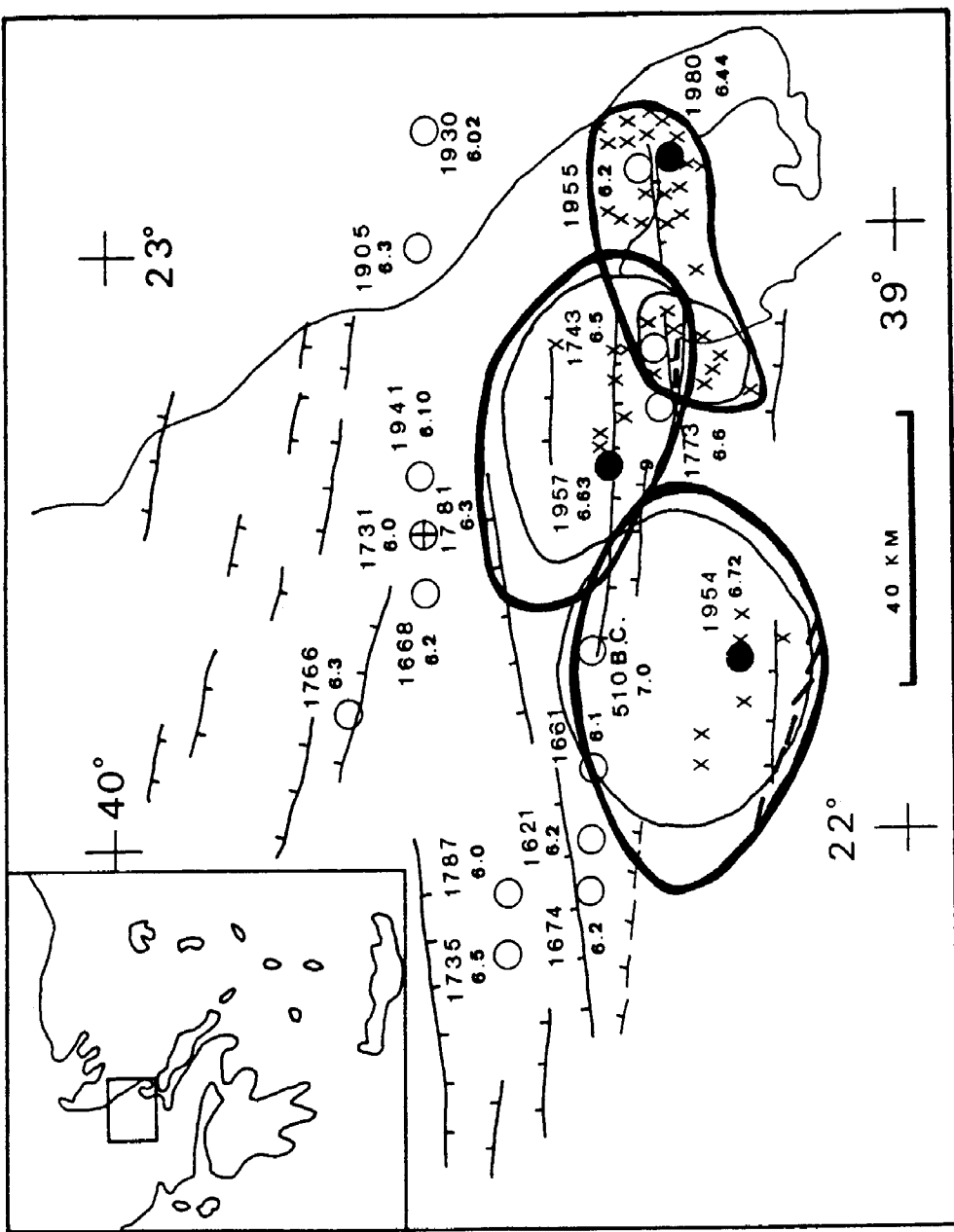


FIG. 1

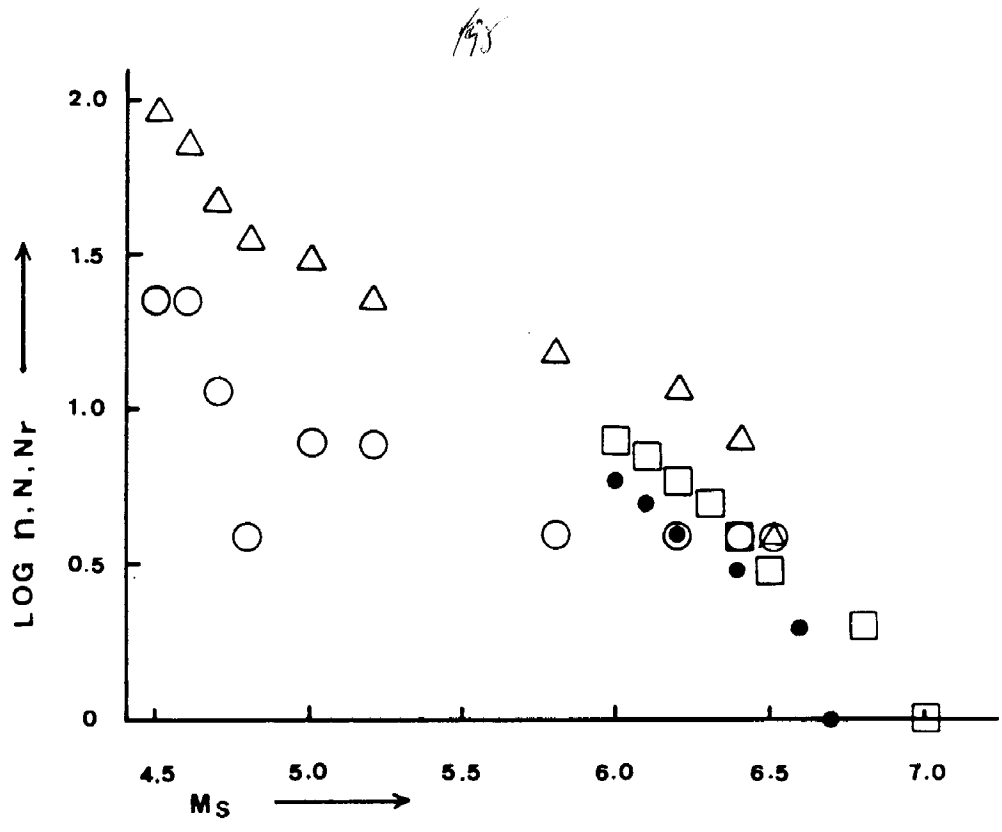


FIG. 2



EUROPEAN  
GEOPHYSICAL  
SOCIETY

European Geophysical Society

---

---

# Annales Geophysicae

Part II

Oceans, Atmosphere, Hydrology  
& Nonlinear Geophysics

---

Supplement II to Volume 11



Springer  
International

## FRactal Geometry of Active Fault Systems in Greece

**G.A. Papadopoulos** (Earthquake Planning and Protection Organisation, 226 Messogion Ave., 15561 Athens, Greece)  
**G. Paliatcos** (Hellenic Air Force Academy, Athens, Greece)

The regions of Volvi Lake, Thessalia Basin, east Corinth Gulf and Kalasata in Greece are commonly characterized by shallow earthquake activity associated with a N - S field of extension and active normal faults. They have experienced earthquakes of  $M = 6 - 7$  in the last decades. The fractal geometry of fault systems is examined in these regions in the sense of the space distribution of seismic and active faults and earthquake epicentres. The moving block technique has been applied for the fractal dimension determination for each one of the systems examined. Similarities between the fractal geometry in the four regions and the seismo-tectonic implications are discussed.

## Analysis of discrete mechanical models of dynamical rupture

**JEAN-SCHMITZ**, **JEAN-PIERRE VILOTTE** (Laboratoire de Géophysique, École Normale Supérieure, 21 rue Lhomond, F-75231 Paris Cedex 05)  
**STÉPHANE ROUX** (Laboratoire de Physique et Mécanique de la Matière Hétérogène, École Supérieure de Physique et Chimie Industrielles de Paris, 10 rue Vauquelin, F-75231 Paris Cedex 05)

First, we investigate a 1D dynamical version of the Burridge-Knopoff model for earthquakes with a velocity weakening friction law. Such system exhibits two types of solutions: chaotic motion and solitary wave propagation. The latter can be seen as a propagative localized macro-dislocation whose shape, size and velocity are found to exhibit very little fluctuations. The transition between those two solutions is determined by the ratio of the loading time over the sliding time.

In order to focus on more geophysical solutions, we consider an extension of the model where there is no influence of the loading conditions during events. This model exhibits exclusively "chaotic" solutions. The spatio-temporal properties of these chaotic solutions are analysed in the context of the non-linear dynamics. The question of a thermodynamic approach will be formulated.

To improve the mechanical foundations of such approaches, a new discrete formulation based on elementary dislocation solutions in an elastic medium will be discussed.

## SMALL-SCALE FAULTING AND SMALL EARTHQUAKES: A FRACTAL INTERPRETATION OF THE GUTENBERG - RICHTER RELATION.

**E.A. Shaliko** (Geophysical Institute of Karlsruhe University, Hertzstr. 16, 7500 Karlsruhe-West(21) Germany)  
**M.D. Soback** (Department of Geophysics, Stanford University, USA)

The fractal interpretation of Gutenberg - Richter relation requires estimates of the fractal dimension to lie in the range between 2 and 3. The fractal considered is a total surface of all the faults from the given fault system. Its two dimensional analog is a fractal sigma-curve (Mandelbrot, 1982). We show that the literature data on (1) the relation between a seismic moment and a fault size, (2) data of constant  $b$ , and (3) relation between a seismic moment and a magnitude of small earthquakes are consistent with this domain of the fractal dimension. Typical values of the fractal dimension of fault systems generating small earthquakes ( $m < 3$ ) lie between 2.4 and 2.8. The same value for fault systems generating strong earthquakes is approximately 2. This means that the relative total surface  $S$  of a fault system generating strong earthquakes is smaller than  $S$  for small-scale faulting. Physical interpretation is the following: large-scale faulting concentrates its energy in the vicinity of the main faults more significantly than small-scale faulting does.

## Mixing properties of Lagrangian tracers in 3D and 2D simulations of steady-state convection patterns

**J. Schmalz**, **G. A. Hosseman**, **J. U. Hansen** (†: Department of Theoretical Geophysics, Budapestlaan 4, 3608 TA Utrecht, Netherlands; ‡: Department of Earth Sciences, Monash University, Clayton, VIC 3168, Australia)

The mixing properties of convection in highly viscous fluids are important for research related to the Earth's interior. So far most numerical approaches to this subject have been done in two dimensional domains, and/or in kinematic flow fields like the ABC-flow. It is not clear if, and how far, the results obtained from 2D simulation are transferable to 3D domains. In two dimensional steady-state flows the streamfunction  $\psi$  is an integral Hamiltonian with one degree of freedom and hence cannot be chaotic. For three dimensional steady-state flow this concept does not apply and therefore a general statement about whether the streamlines are regular or chaotic cannot be made. In kinematic studies of ABC flow the coexistence of a set of closed helical streamlines and areas with chaotic particle-paths were found.

It is the aim of our work to investigate the mixing-behavior of 3D steady-state flows obtained from numerical finite-difference modelling. By post-processing the model data we have inserted Lagrangian passive tracer into the flow. For a convection pattern in a cube  $\Omega$  with two up and two downflows the geometrical structure of the individual particle-paths is widely determined by their initial position. In using up to  $10^4$  strain markers we can distinguish between stochastic regions where the divergence of nearby trajectories is linear and chaotic regions where the distance grows exponentially in time. The area-filling particle-paths are separated by two diagonal surfaces which create four different reservoirs. The existence of such surfaces are of great importance for the mixing behavior. In our experiments on 2D time-dependent convection we did not observe the existence of such separatrices. Therefore the third spatial degree of freedom has different effects than the temporal degree of freedom for 2D simulations. As a concluding remark we state, that mixing behavior in 3D steady-state convection proceeds in a very different way than those observed in 2D domains. To understand the mixing behavior of 3D time dependent convection, as it is relevant for the Earth's mantle, a good understanding of the independent domain is necessary.

## SOME GEOPHYSICAL PROPERTIES OF NATURAL CRACK SURFACES

**JEAN-SCHMITZ** (Laboratoire de Géophysique, École Normale Supérieure, 21 rue Lhomond, 75231 Paris, France)  
**STÉPHANE ROUX** (Laboratoire de Physique et Mécanique de la Matière Hétérogène, École Supérieure de Physique et Chimie Industrielles de Paris, 10 rue Vauquelin, 75231 Paris, France)  
**JEAN-PIERRE VILOTTE** (Laboratoire de Géophysique, École Normale Supérieure, 21 rue Lhomond, 75231 Paris, France)

In recent years, there has been a considerable interest in the geometry of systems which are to be scale-invariant, or fractal. More recently, self-affinity, i.e. a more general concept of self-similarity which takes anisotropy into account, has been found to appear in natural crack formations which take anisotropy into account. Indeed, independent of the measurement scale (laboratory or field scale), of the material and the rupture process, crack surfaces are self-affine with a robust exponent around 0.5. The question arises from this geometrical observation: why is there such a "universal" property? We discuss the process and what are the geophysical consequences of such an observation. We present some preliminary results of the latter perspective.

First we analyze the percolation problem of the cut of a self-affine surface with respect to its consequences for connection of flow. Second, we study the scaling of transport properties through a crack limited by self-affine surfaces. The first example deals with the permeability of two identical surfaces which have been translated with respect to each other and their mean orientation. The second example is the force displacement characteristic of elastic solids limited by independent self-affine surfaces which are pressed against each other.

## MICROSTRUCTURE DEVELOPMENT DURING NUCLEATION AND GROWTH

**M.R. Ebdel** (University Potsdam, Projectgroup Thermodynamics, Telegrafenberg, A-10, O-1561, Potsdam, FR Germany)  
**S. Karato** (University of Minnesota, Dept. Geology and Geophysics, 310 Pillsbury Drive, SE, Minneapolis, MN 55455, U.S.A.)

The microstructure development during nucleation and growth processes is examined within the framework of the classical Kolmogorov model (constant nucleation rate within the metastable phase, constant growth rate of the nucleated grains) using 3D computer simulations. The arising spatial pattern in time may be characterized by two different morphological functions, the grain size distribution (gsd) and the cluster size distribution (csd) respectively. Both functions reveal a characteristic behaviour in dependence of the transition degree  $x_c$  and are completely scaleable by the inherent Avrami time  $\tau_{Av} = (\tau Y)^{1/m}$  and Avrami length  $\delta_{Av} = (l Y)^{1/m}$  ( $l$  = nucleation rate,  $Y$  = growth rate).

The gsd evolves from a starting nearly rectangular shaped distribution to a distribution with a logarithmic dependency for small grains at completed transformation, whereas the csd is generally dominated by an exponentially decreasing function due to the grain impingement during the transition.

The mean grain size and mean cluster size is plotted vs. scaled time in  $\delta_{Av}$  units. The degree of transition  $x_c$  with the first appearance of a percolating "infinite" cluster is calculated to be equal to 21.5%. This percolating cluster is shown to have a fractal dimension, and the csd obeys at  $x_c$  the generalized scaling assumption  $csd(s) = s^{-\tau}$  of Stauffer (1985) with a corresponding critical exponent  $\tau$ .