

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ - ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ Ε.Α.Α.

Εκθεση για το πρόγραμμα του Ο.Α.Σ.Π.

ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ
ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ
ΤΟΥ ΟΚΤΩΒΡΙΟΥ 1987
ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΡΟΔΟΥ

13.10.87 - 13.3.88

ΜΑΡΤΙΟΣ 1988

Π Ρ Ο Λ Ο Γ Ο Σ

Ο Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) ανέθεσε στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου της Αθήνας την εκπόνηση μελέτης για την σεισμική ακολουθία του Οκτωβρίου του 1987, που έγινε στην περιοχή της νήσου Ρόδου.

Η έκθεση αυτή περιέχει τα αποτελέσματα της μελέτης και εκπονήθηκε από τους Χρήστο Α. Παπαιωάννου, Μανώλη Μ. Σκορδύλη από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και τους Γιώργο Δρακάτο και Γιάννη Λατουσάκη από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Στο πρόγραμμα αυτό μετείχαν επίσης (χωρίς αμοιβή) οι καθηγητές Β. Κ. Παπαζάχος και Γ. Δρακόπουλος, οι οποίοι και καθοδήγησαν την πορεία εργασίας και επέβλεψαν την σύνταξη αυτής της έκθεσης.

ΟΙ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΙ ΥΠΕΥΘΥΝΟΙ

Δημήτρης Παναγιωτόπουλος
Εργαστήριο Γεωφυσικής Α.Π.Θ.

Γιάννης Λατουσάκης
Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Ε.Α.Α.

Μ Α Ρ Τ Ι Ο Σ 1 9 8 8

Π Ε Ρ Ι Ε Χ Ο Μ Ε Ν Α

| | |
|---|----|
| Εισαγωγή | 1 |
| Σεισμικότητα | 1 |
| Η σεισμική δράση του Οκτωβρίου 1987 | 5 |
| Τρόποι καθορισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμών | 7 |
| Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων | 11 |
| Μέθοδος "v ₂ - value" | 14 |
| Κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών | 16 |
| Χρονική κατανομή των σεισμών | 17 |
| Γενικά συμπεράσματα | 19 |
| Προτάσεις | 21 |
| Ευχαριστίες | 23 |
| Βιβλιογραφία | 24 |

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή της νήσου Ρόδου βρίσκεται σ' ένα χώρο, ο οποίος χαρακτηρίζεται από την γένεση ισχυρών ($M_s \geq 7,0$) σεισμών, τόσο επιφανειακών όσο και ενδιαμέσου βάρους (Papazachos and Comninakis 1982, Χατζηδημητρίου 1984, Τάσος 1984, Papazachos et al 1986, 1987a), σαν αποτέλεσμα της σύγκρουσης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα (Papazachos and Comninakis 1970, 1971, Panagiotopoulos et al 1984).

Λόγω της υψηλής σεισμικής δράσης και του μεγάλου όγκου των ιστορικών πληροφοριών έχει συλλεγεί ένα μεγάλο πλήθος από δεδομένα κι έχουν εκπονηθεί μελέτες για την μακράς διάρκειας πρόγνωση σεισμών στην περιοχή αυτή. Τα αποτελέσματα των εργασιών των διαφόρων ερευνητών (Purcaru and Berckhemer 1979, 1982a,b, Wyss and Baer 1981, Papazachos and Comninakis 1982a, Παπαδημητρίου 1984, 1986, Papadimitriou et al 1984, 1985, Papazachos et al 1985, 1987a, Karakaisis et al 1987) συγκλίνουν στο γεγονός ότι υπάρχουν σοβαρές ενδείξεις για την γένεση ενός τουλάχιστον ισχυρού ($M_s \geq 7,0$) σεισμού κατά τα επόμενα χρόνια.

Το πρώτο δόμηνο του 1987 συνέβη έξω από τις δυτικές ακτές της Ρόδου μία ακολουθία με μέγιστο μέγεθος $M_L \text{ στη } = 4,9$.

Τον Οκτώβριο του 1987 συνέβη και μία δεύτερη ακολουθία με μέγεθος των δύο ισχυροτέρων σεισμών $M_s = 5,2$, ενώ ο ισχυρότερος μετασεισμός που έγινε στις 25 Οκτωβρίου είχε μέγεθος $M_s = 4,9$.

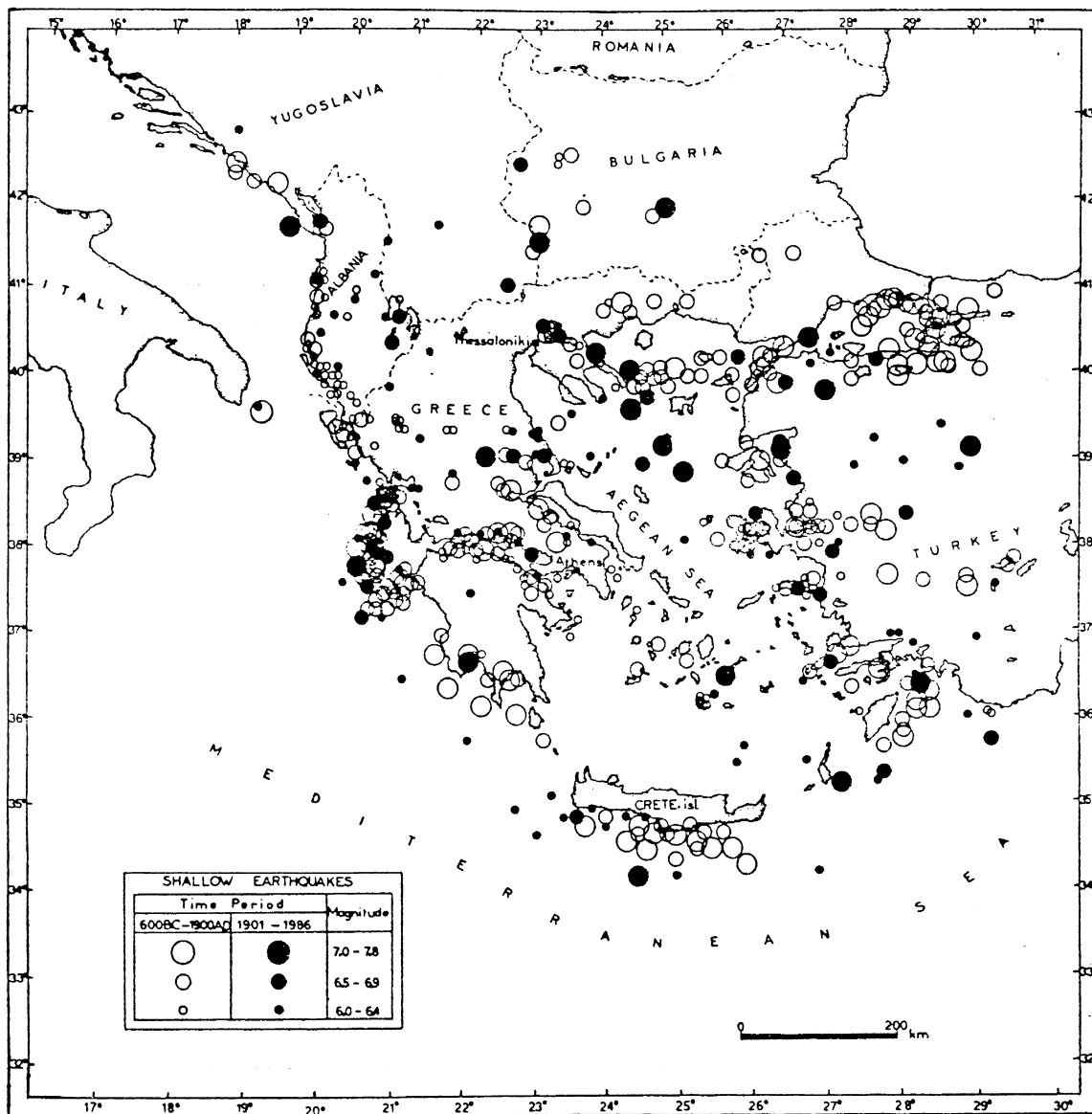
Από τις 11 Οκτωβρίου εγκαταστάθηκε στο νησί της Ρόδου δίκτυο από τέσσερις φορητούς σειсмоγράφους ενώ από τις 30 Οκτωβρίου τοποθετήθηκε και πέμπτος σειсмоγράφος. Το δίκτυο αυτό στήθηκε από κοινού από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, επιστήμονες των οποίων είχαν παραμείνει στο νησί.

Στην έκθεση αυτή γίνεται μελέτη της σεισμικής δράσης του Οκτωβρίου 1987, δίνονται στοιχεία για την σεισμικότητα και σεισμική επικινδυνότητα της ευρύτερης περιοχής και τέλος γίνονται προτάσεις για τα μέτρα, τα οποία πρέπει να ληφθούν.

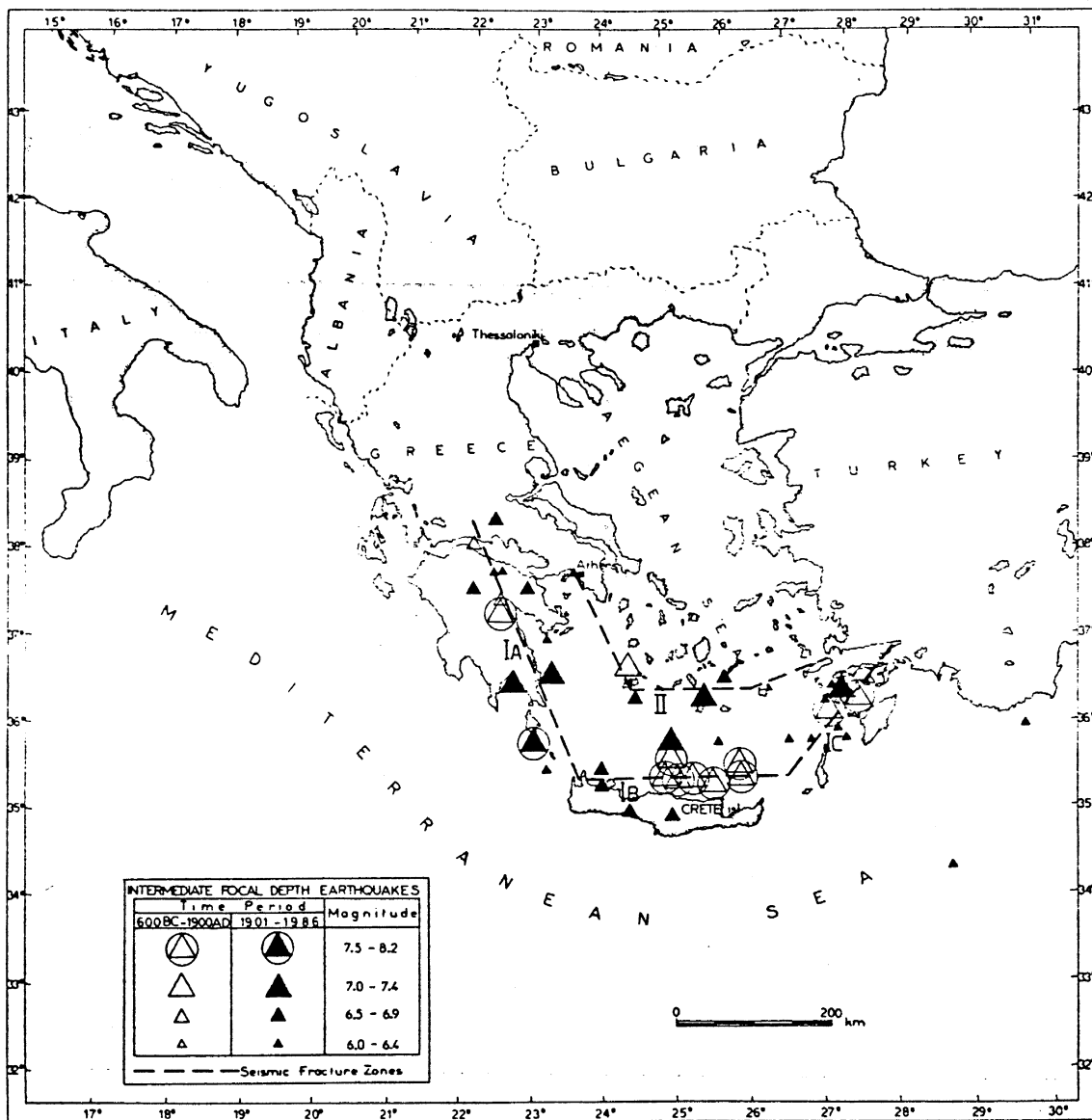
2. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Στους χάρτες των σχημάτων (1) και (2) φαίνεται η γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών και ενδιαμέσου βάρους, αντίστοιχα, ισχυρών ($M_s \geq 6,0$) σεισμών του νοτίου Βαλκανικού χώρου. Τα λευκά σύμβολα παριστάνουν τα ιστορικά δεδομένα ενώ τα μαύρα σύμβολα παριστάνουν τους σεισμούς του παρόντα αιώνα, για τους οποίους τα δεδομένα είναι πλήρη (Papazachos et al 1987b).

Από τους χάρτες αυτούς φαίνεται ότι η περιοχή της νήσου Ρόδου χαρακτηρίζεται από την γένεση ισχυρών ($M_s \geq 6,0$) σεισμών τόσο επιφανειακών όσο και ενδιαμέσου βάρους.



Σχ. 1. - Επίκεντρα ισχυρών ($M_s \geq 6,0$) επιφανειακών σεισμών οι οποίοι έχουν συμβεί στο νότιο Βαλκανικό χώρο. Οι άσπροι κύκλοι παριστάνουν επίκεντρα ιστορικών σεισμών ενώ οι μαύροι κύκλοι επίκεντρα σεισμών του παρόντα αιώνα. (Parasachos et al 1987b).



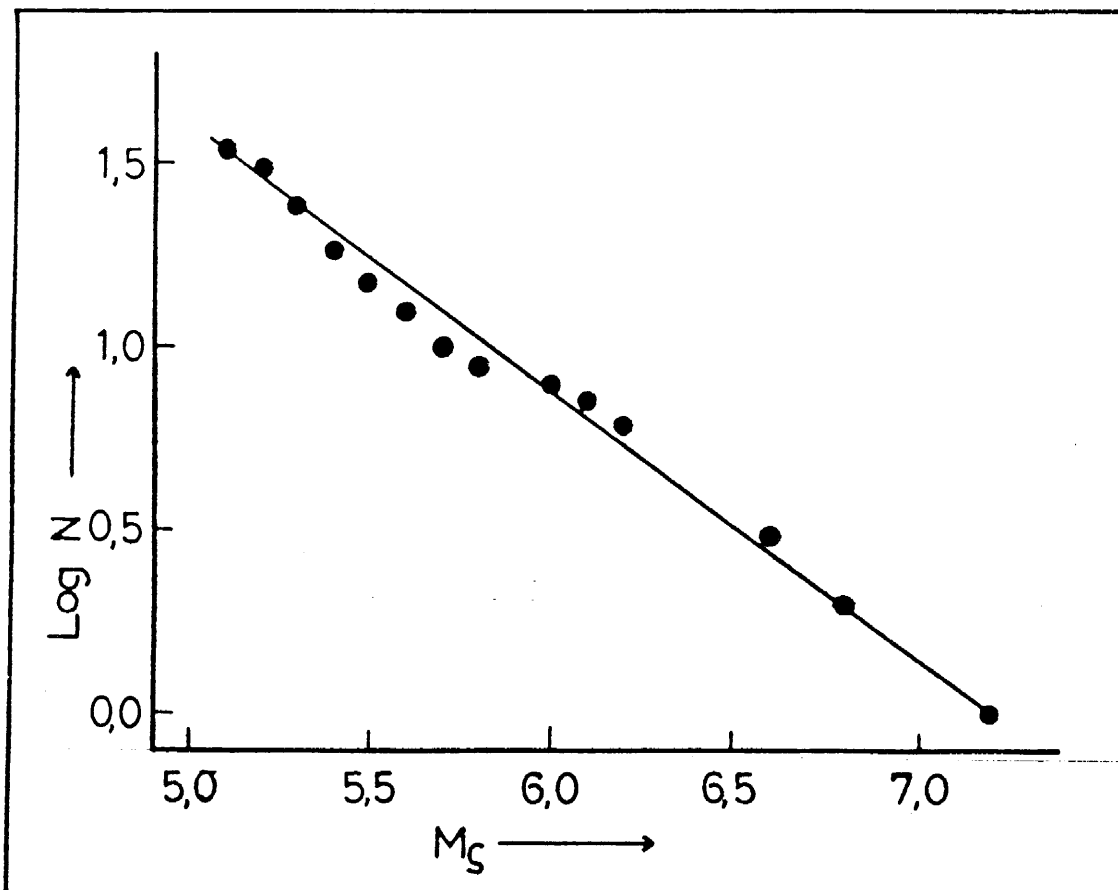
Σχ. 2. - Επίκεντρα ισχυρών ($M_s \geq 6,0$) σεισμών ενδιάμεσου βάθους οι οποίοι έχουν συμβεί στο χώρο του νοτίου Αιγαίου. Τα άσπρα τρίγωνα αντιστοιχούν σε ιστορικούς σεισμούς ενώ τα μαύρα τρίγωνα σε σεισμούς του παρόντος αιώνα. (Papazachos et al 1987b).

Για την λεπτομερέστερη μελέτη της σεισμικότητας των επιφανειακών σεισμών λήφθηκαν υπόψη όλοι οι σεισμοί, οι οποίοι έχουν συμβεί μέσα σ' έναν κύκλο με ακτίνα $R=100$ km από την πόλη της Ρόδου και πληρούν τις παρακάτω συνθήκες πληρότητας:

| | | |
|----------------|-------------|-----|
| $M_s \geq 6,5$ | 1901 - 1910 | |
| $M_s \geq 6,0$ | 1911 - 1949 | |
| $M_s \geq 5,2$ | 1950 - 1951 | (1) |
| $M_s \geq 5,0$ | 1952 - 1963 | |
| $M_s \geq 4,5$ | 1964 - 1985 | |

Τα δεδομένα για τις παραμέτρους των σεισμών προέρχονται από τον κατάλογο των Κομνηνάκη και Παπαζάχου (1986).

Στο σχήμα (3) δίνεται η χαρτογράφηση του λογαρίθμου της συσσωρευτικής συχνότητας των επιφανειακών σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος, για τους σεισμούς οι οποίοι έγιναν μέσα στον προαναφερθέντα κύκλο και υπακούουν στις συνθήκες πληρότητας (1)



Σχ. 3. - Χαρτογράφηση του λογαρίθμου της συσσωρευτικής συχνότητας των επιφανειακών σεισμών, που έγιναν σε απόσταση μέχρι 100 km από την πόλη της Ρόδου και πληρούν τις συνθήκες (I).

Τα σημεία του σχήματος (3) προσεγγίζονται από το γνωστό νόμο των Gutenberg και Richter (1944):

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

όπου N είναι ο αριθμός των σεισμών με μέγεθος M ή μεγαλύτερο που έχουν συμβεί. Οι τιμές των παραμέτρων a_k και b βρέθηκαν ίσες με:

$$a_k = 5,52 \quad b = 0,73$$

Η τιμή της παραμέτρου a_k ανάγεται σ' ένα έτος με την σχέση:

$$a = a_k - \log k \quad (3)$$

όπου k τα έτη που καλύπτει ο κατάλογος ($k=86$) και βρέθηκε ίση με $a=3,30$

Το πιθανότερο μέγιστο (πιθανότητα 63% να παρατηρηθεί) μέγεθος για χρονικό διάστημα t ετών δίνεται από τη σχέση:

$$M_c = \frac{a}{b} + \frac{\log t}{b} \quad (4)$$

Με εφαρμογή της σχέσης (4) βρέθηκε ότι το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος επιφανειακών σεισμών για χρονικό διάστημα 1 έτους, 50 και 100 ετών είναι αντίστοιχα ίσο με 4,5, 6,8, και 7,2.

Ιδιαίτερης σημασίας είναι οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους, οι οποίοι συμβαίνουν στην περιοχή. Η ιδιαιτερότητα αυτών των σεισμών οφείλεται στο ότι οι σεισμοί αυτοί έχουν πολύ μεγάλα μεγέθη ($M_s \geq 8,0$) και η απόσβεση των μεγάλης περιόδου κυμάτων τους είναι μικρή με αποτέλεσμα να προξενούν εκτεταμένες καταστροφές σε μεγάλες αποστάσεις.

Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1988 προσωπική επικοινωνία) βρήκαν τις παρακάτω τιμές των παραμέτρων a και b για τους σεισμούς, οι οποίοι έχουν συμβεί στην ζώνη I_a (σχήμα 2) και παρουσιάζουν πληρότητα για μεγέθη $M_s \geq 7,5$ από το 1807,

$$a = 2,20, \quad b = 0,54$$

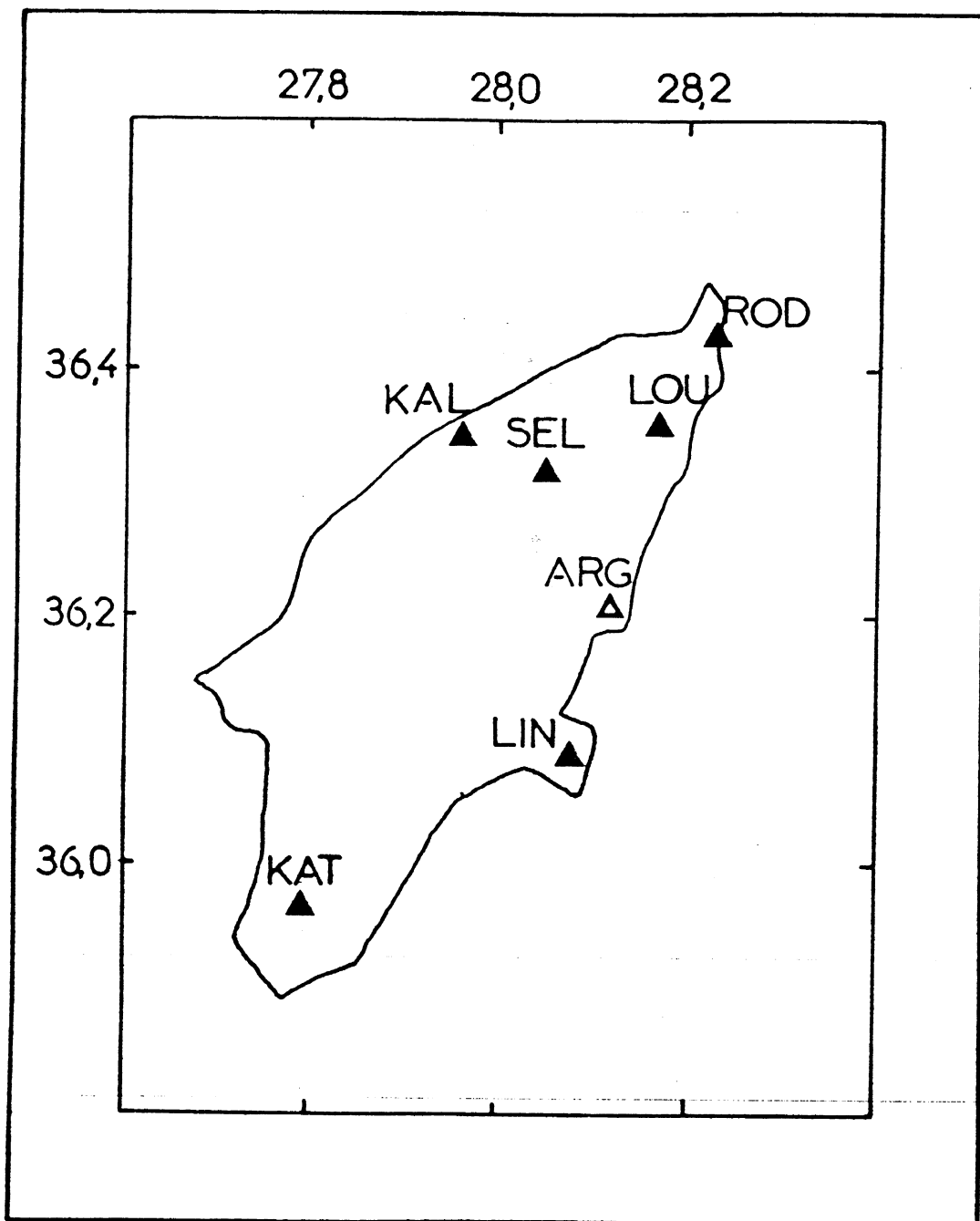
Το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους για χρονικό διάστημα 1 έτους, 50 και ετών βρέθηκε αντίστοιχα ίσο με 4,1 5,2 και 7,8.

Το μέγιστο μέγεθος επιφανειακού σεισμού που έχει παρατηρηθεί μέσα στον κύκλο των 100 km από την πόλη της Ρόδου είναι $M_s = 7,2$, ενώ το μέγιστο μέγεθος σεισμού ενδιάμεσου βάθους στο νοτιοανατολικό Αιγαίο είναι $M_s = 8,2$ (Papazachos et al 1987a).

3. Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΟΚΤΩΒΡΙΟΥ 1987

Δύο ισχυροί σεισμοί έγιναν στις αρχές Οκτωβρίου 1987 έξω από τις βορειο-ανατολικές ακτές της Ρόδου. Ο πρώτος στις 5 Οκτωβρίου ($M_{ATH} = 09:27:04.7$ GMT) και ο δεύτερος στις 6 Οκτωβρίου ($M_{ATH} = 11:28:23.3$ GMT) με μέγεθος $M_s = 5,2$ και οι δύο.

Από τις 11 Οκτωβρίου 1987 εγκαταστάθηκε στη νήσο Ρόδο ένα δίκτυο τεσσάρων φορητών σεισμογράφων, ενώ από τις 30 Οκτωβρίου τοποθετήθηκαν και πέμπτος. Παράλληλα στην τοποθεσία "ΑΡΧΑΓΓΕΛΟΣ" λειτουργούσε μόνιμο σεισμολογικός σταθμός τριών συνιστωσών, ο οποίος ανήκει στο δίκτυο των σεισμολογικών σταθμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Ε.Α.Α.



Σχ. 4. - Γεωγραφική κατανομή του σταθμών του δικτύου των φορητών σεισμογράφων (μαύρα τρίγωνα) και της θέσης του μόνιμου σεισμολογικού σταθμού του Αρχαγγέλου (ανοικτό τρίγωνο).

Στον χάρτη του σχήματος (4) φαίνεται η γεωγραφική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών. Οι σταθμοί KAT (Καττάβια), KAL (Καλαβάρδα) και LI (Λίνδος) λειτουργούσαν κατά το χρονικό διάστημα 11.10.87 - 11.11.87. (

σταθμός ROD (Ροδίσι) λειτούργησε κατά το χρονικό διάστημα 11.10.87 έως 17.10.87 και στην συνέχεια ο σειсмоγράφος τοποθετήθηκε στη θέση LOU (Λούκας). Η μετακίνηση αυτή κρίθηκε απαραίτητη λόγω του εδαφικού θορύβου στη θέση Ροδίσι και του γεγονότος ότι έγινε προσπάθεια να γίνει δυνατή η αναγραφή και πολύ μικρών σεισμών, αφού ήδη υπήρχαν συγκλίνουσες ενδείξεις για το σεισμογόνο ρήγμα. Ο σταθμός SEL (Σέλινο) λειτούργησε κατά το χρονικό διάστημα 30.10.87 μέχρι τέλους.

Η εγκατάσταση των σταθμών έγινε με τέτοιο τρόπο ώστε να υπάρχει μία κάλυψη του νησιού ώστε να καταγραφούν και σεισμοί οι οποίοι ενδεχομένως θα είχαν τα επίκεντρα τους πάνω στο νησί.

Το σύνολο των σεισμών που καταγράφηκαν από τρεις τουλάχιστον σταθμούς του δικτύου ξεπέρασε τους 700, με μέγεθος $M_L \geq 1,0$.

4. ΤΡΟΠΟΙ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

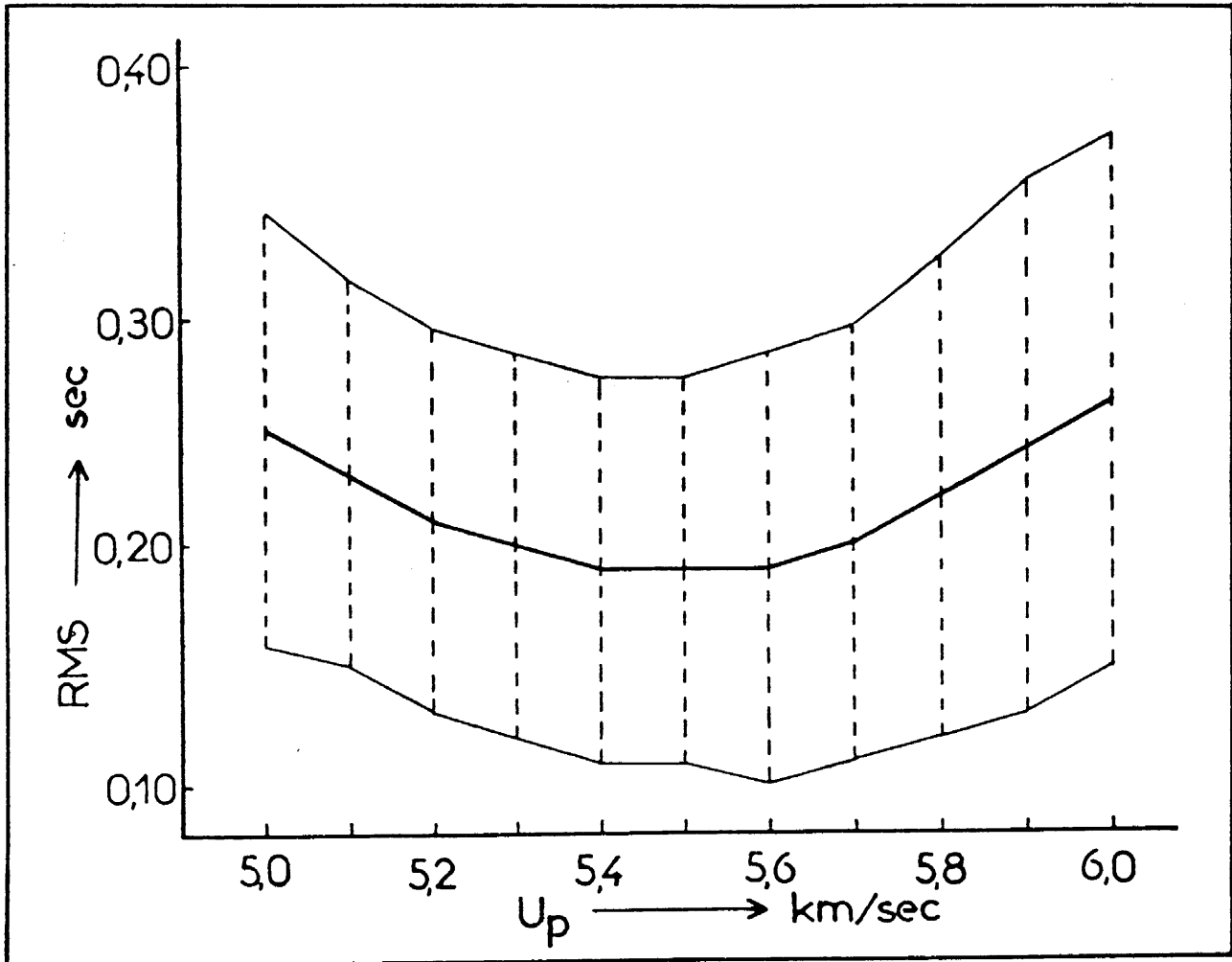
Για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που καταγράφηκαν από το δίκτυο ήταν απαραίτητη η γνώση ενός μοντέλου δομής του φλοιού. Έχοντας υπόψη ότι οι σεισμοί ήταν επιφανειακοί και το δίκτυο σχετικά μικρό, λόγω γεωγραφικών συνθηκών, καταλήξαμε στο συμπέρασμα ότι το αντιπροσωπευτικότερο μοντέλο για την περιοχή θα αποτελούσε ένας ημιχώρος με σταθερή ταχύτητα διάδοσης των P-κυμάτων μέσα σ' αυτόν.

Δοκιμάστηκαν συνολικά έντεκα μοντέλα με ταχύτητες των P-κυμάτων που κυμαίνονταν από $v_p = 5,0$ km/sec μέχρι και $v_p = 6,0$ km/sec και με βήμα 0,1 km/sec. Ως μέτρο ορθότητας του μοντέλου θεωρήθηκε το μέσο σφάλμα στον υπολογισμό του χρόνου γένεσης (RMS), το μέσο σφάλμα στον υπολογισμό του επικέντρου (ERH) και το μέσο σφάλμα στον υπολογισμό του εστιακού βάθους (ERZ), όπως αυτά προκύπτουν από την χρήση του προγράμματος H/Y HYPO '71 (Lee and Lahr 1975)

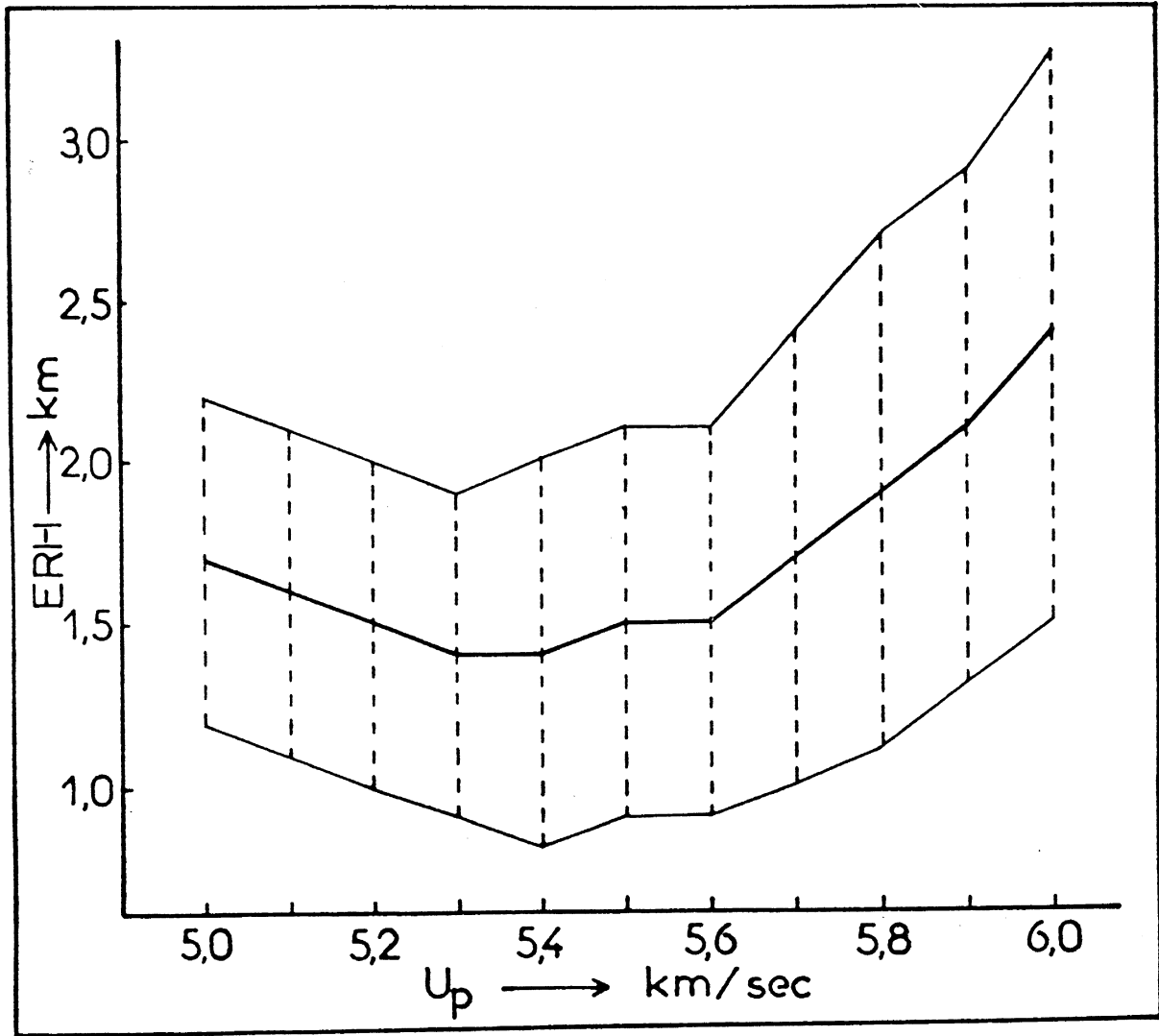
Στη συνέχεια έπρεπε να επιλεγεί ένα σύνολο σεισμών με το οποίο θα γινόταν η δοκιμή των μοντέλων. Κάθε σεισμός που επιλέχθηκε θα έπρεπε να πληρεί τις εξής προϋποθέσεις: α) Οι αναγραφές του να είναι αξιόπιστες και β) να έχουμε διακρίνει εισόδους των P- και S- κυμάτων του σε όλους τους σταθμούς του δικτύου. Έτσι επιλέχθηκαν 28 συνολικά σεισμοί. Για κάθε μοντέλο υπολογίσαμε τα μέσα RMS, ERH και ERZ των 28 αυτών σεισμών και χαρτογραφήσαμε τις μεταβολές τους σε συνάρτηση με τις τιμές της ταχύτητας v_p που χρησιμοποιήσαμε (σχ. 5, 6, 7). Όπως μπορούμε να διακρίνουμε από τα σχήματα, τα σφάλματα ελαχιστοποιούνται στο μοντέλο με $v_p = 5,4$ km/sec. Αυτό είναι και το μοντέλο που τελικά χρησιμοποιήσαμε.

Για να θεωρηθεί πλήρες το παραπάνω μοντέλο, απαραίτητη είναι η γνώση της τιμής της ταχύτητας διάδοσης των S - κυμάτων στον ημιχώρο. Για το σκοπό αυτό εφαρμόσαμε τη μέθοδο Wadati (1928, 1933) με στόχο τον υπολογισμό της τιμής του λόγου της ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων προς την ταχύτητα διάδοσης των S - κυμάτων στον ημιχώρο. Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή ισχύει η σχέση:

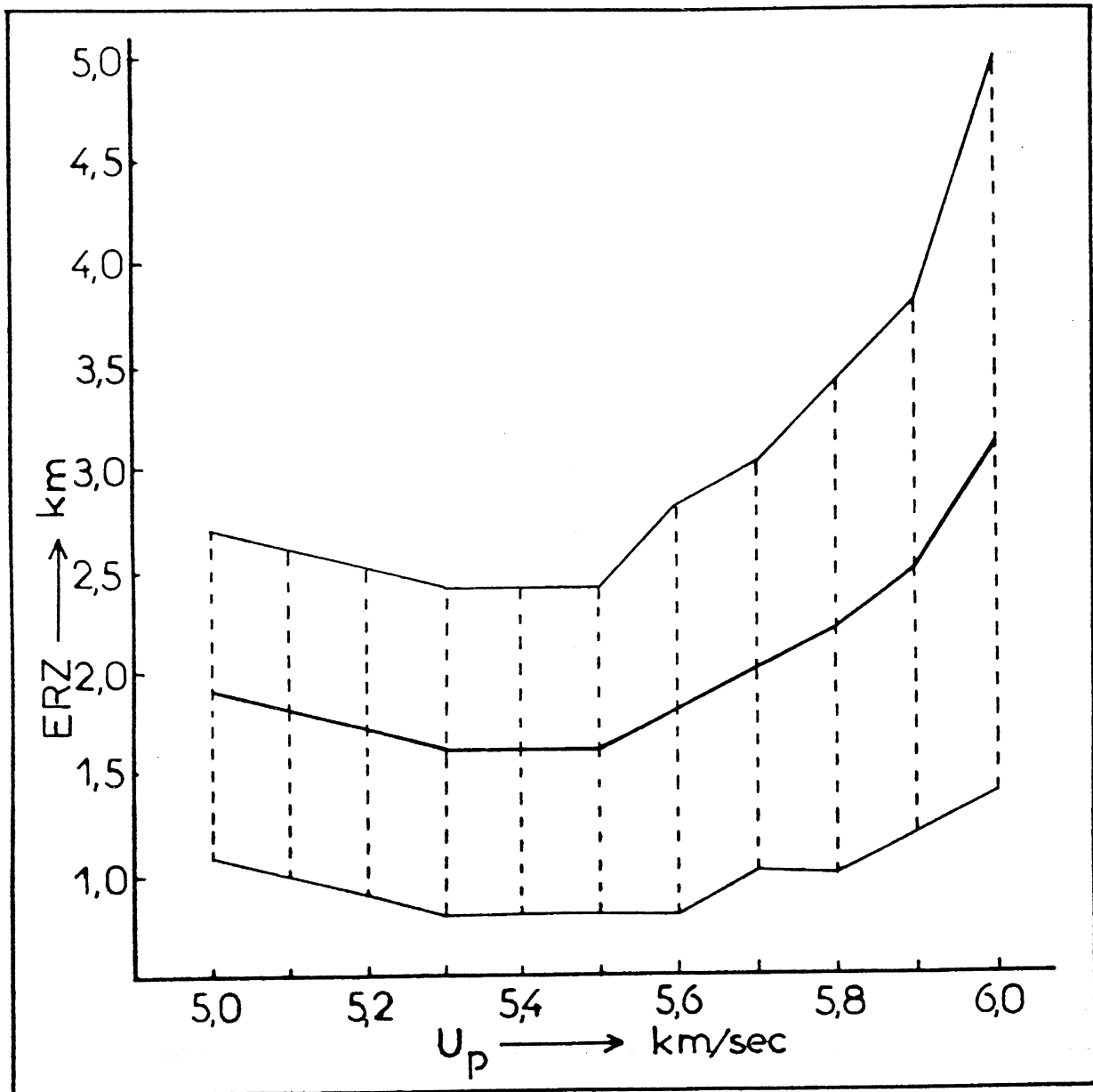
$$t_s - t_p = \left(\frac{v_p}{v_s} - 1 \right) (t_p - H) \quad (5)$$



Σχ. 5. - Μεταβολή του μέσου σφάλματος στον υπολογισμό του χρόνου γένεσης (RMS) σε συνάρτηση με την ταχύτητα, v_p , των P - κυμάτων. Οι κατακόρυφες γραμμές παριστάνουν το εύρος τιμών της διπλάσιας τιμής της τυπικής απόκλισης.



Σχ. 6. - Μεταβολή του μέσου σφάλματος στον υπολογισμό του επικέντρου (ERH) σε συνάρτηση με την ταχύτητα, v_p , των P - κυμάτων. Οι κατακόρυφες γραμμές παριστάνουν το εύρος τιμών της διπλάσιας τιμής της τυπικής απόκλισης.



Σχ. 7. - Μεταβολή του μέσου σφάλματος στον υπολογισμό του εστιακού βάθου (ERZ) σε συνάρτηση με την ταχύτητα, v_p , των P - κυμάτων. Οι κατακόρυφες γραμμές παριστάνουν το εύρος τιμών της διπλάσιας τιμής της τυπικής απόκλισης.

όπου t_s είναι ο χρόνος άφιξης των S - κυμάτων ενός σεισμού σ' ένα σταθμό, t_p ο χρόνος άφιξης των P - κυμάτων στον ίδιο σταθμό, v_p η ταχύτητα διάδοσης των P - κυμάτων, v_s η ταχύτητα διάδοσης των S - κυμάτων και H ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Από τη σχέση αυτή φαίνεται ότι υπάρχει γραμμική σχέση μεταξύ της διαφοράς $t_s - t_p$ και του χρόνου t_p . Η κλίση της ευθείας ισούται με $(v_p/v_s) - 1$.

Επομένως, υπολογίζοντας την κλίση της ευθείας μπορούμε να βρούμε την τιμή του λόγου v_p/v_s για κάθε σεισμό. Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου Wadati φαίνεται στο σχήμα (8). Στη συνέχεια κατασκευάσαμε το ιστόγραμμα συχνότητας των τιμών v_p/v_s που υπολογίσαμε από τους 28 σεισμούς (σχ. 9). Η μέση τιμή v_p/v_s βρέθηκε ίση με 1.72 ± 0.11 . Αυτή είναι και η τιμή που χρησιμοποιήσαμε τελικά στο μοντέλο μας.

5. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΣΕΩΝ

Στο χάρτη του σχήματος (10) φαίνεται η γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των πιο αξιόπιστων σεισμών οι οποίοι γράφτηκαν από το δίκτυο των φορητών σειсмоγράφων και συμβολίζονται με ανοικτούς κύκλους.

Τα επίκεντρα αυτά συγκεντρώνονται έξω από τις βορειοανατολικές ακτές του νησιού σε σχετικά μικρή απόσταση από την πόλη της Ρόδου. Στο γεγονός αυτό οφείλεται και η αισθητότητα των σεισμών αυτών από τους κατοίκους της νήσου και ιδιαίτερα της πόλης της Ρόδου.

Στο ίδιο σχήμα με μαύρους κύκλους παριστάνονται οι ισχυρότεροι σεισμοί της ακολουθίας του Ιανουαρίου 1987.

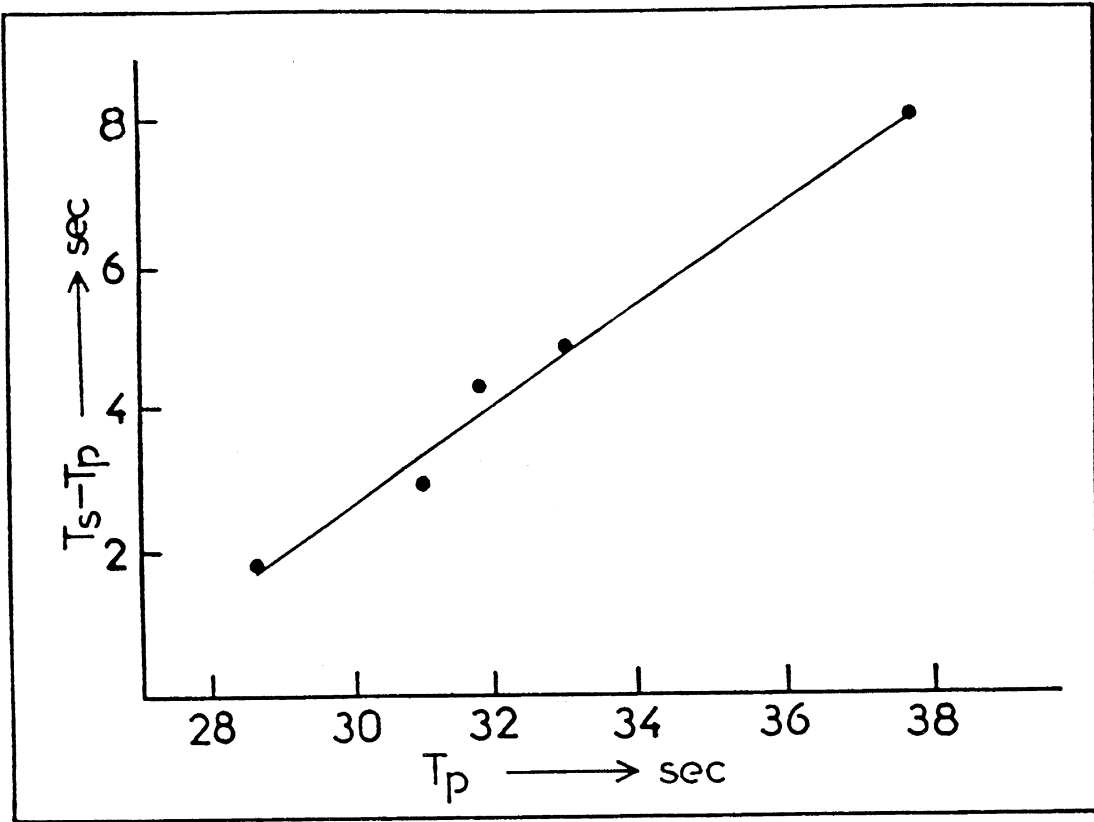
Ο Mutti και οι συνεργάτες του (1970) διαπίστωσαν την ύπαρξη δύο τεκτονικών συστημάτων με κύρια τεκτονική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κλίση προς ΝΑ. Ενώ ένα τρίτο ευρέως αναπτυγμένο σύστημα εγκάρσιων ρηγμάτων κατατέμνει τα δύο προηγούμενα συστήματα και κατανέμει τα μεγάλα τμήματα της νήσου σε ρηξιγενή κέρατα και τάφρους.

Από το συνδυασμό των χωρικών κατανομών των δύο ακολουθιών προκύπτει ισχυρή συσχέτιση της σεισμικής δράσης του Ιανουαρίου και Οκτωβρίου 1988 με το τεκτονικό σύστημα ΒΑ - ΝΔ παράταξης.

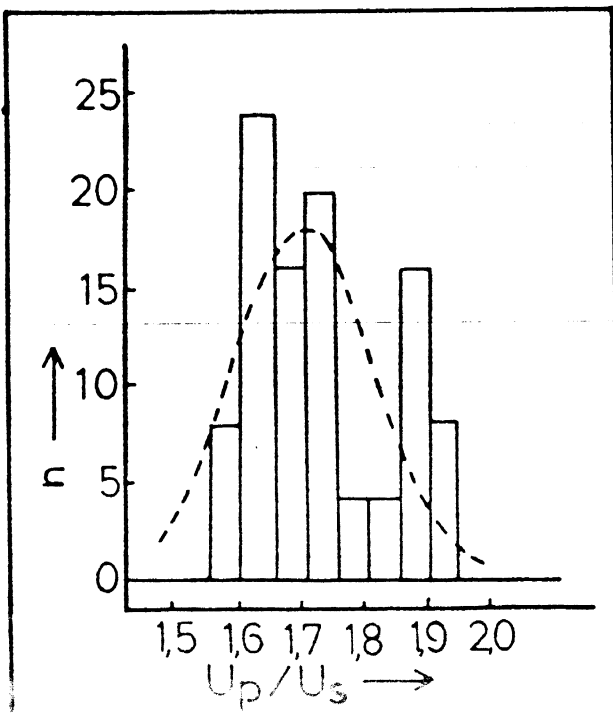
Λόγω της ύπαρξης θάλασσας δεν ήταν δυνατόν να γίνει μια καλή αξιολογική κάλυψη του σεισμογόνου χώρου για να έχουμε αξιόπιστους μηχανισμούς γένεσης.

Δεδομένα για Τεταρτογενή ρήγματα στο νησί της Ρόδου δίνονται από τον Gauthier (1979), ο οποίος σε 22 θέσεις πάνω στο νησί βρήκε παντού κανονικές διαρρήξεις.

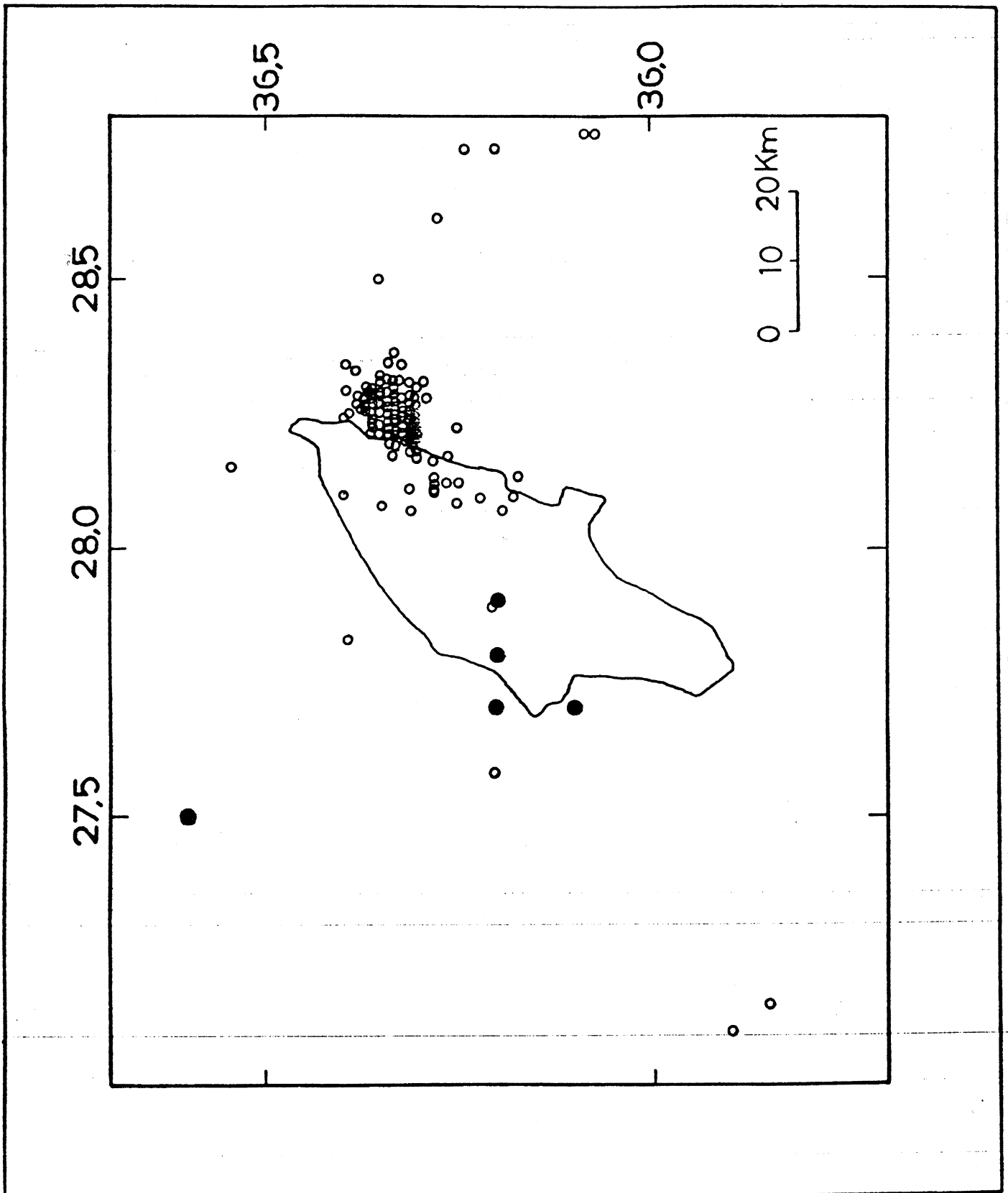
Ο πίνακας (I) δίνει τις παραμέτρους της εστίας για τους πιο ισχυρούς σεισμούς της ακολουθίας. Οι δύο πρώτες στήλες του πίνακα δίνουν την ημερομηνία και τον χρόνο γένεσης του σεισμού, οι δύο επόμενες δίνουν τις γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου. Η πέμπτη στήλη δίνει το εστιακό βάθος ενώ η τελευταία, το μέγεθος του σεισμού.



Σχ. 8. - Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου Madati



Σχ. 9. - Ιστογράμμα συχνότητας των τιμών U_p/U_s 28 σειρών της ακολουθίας. Η διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζει την θεωρητική καμπύλη Gauss, που προσεγγίζει τα δεδομένα.



Σχ. 10. - Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών της ακολουθίας του Οκτωβρίου 1987 (άσπροι κύκλοι). Με μαύρους κύκλους δίνονται τα επίκεντρα των ισχυροτέρων σεισμών της ακολουθίας του Ιανουαρίου 1987.

Πίνακας Ι. Παράμετροι εστιών των μεγαλύτερων σεισμών της ακολουθίας

| A/AI | ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ | ΧΡΟΝΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ | φ° N | λ°E | h (km) | M _L |
|------|--------------|----------------|-------|-------|--------|----------------|
| 1 | 5 ΟΚΤ. 1987 | 09:27:04.7 | 36.54 | 28.15 | 10 | 4.7 |
| 2 | 6 ΟΚΤ. 1987 | 11:28:23.3 | 36.27 | 28.61 | 33 | 4.7 |
| 3 | 6 ΟΚΤ. 1987 | 11:31:15.5 | 36.08 | 28.77 | 42 | 4.3 |
| 4 | 6 ΟΚΤ. 1987 | 12:07:04.4 | 36.20 | 28.74 | 43 | 4.6 |
| 5 | 9 ΟΚΤ. 1987 | 11:22:57.8 | 36.07 | 28.77 | 44 | 4.3 |
| 6 | 9 ΟΚΤ. 1987 | 12:09:54.5 | 35.85 | 27.15 | 2 | 4.2 |
| 7 | 25 ΟΚΤ. 1987 | 13:01:58.0 | 36.24 | 28.74 | 35 | 4.4 |

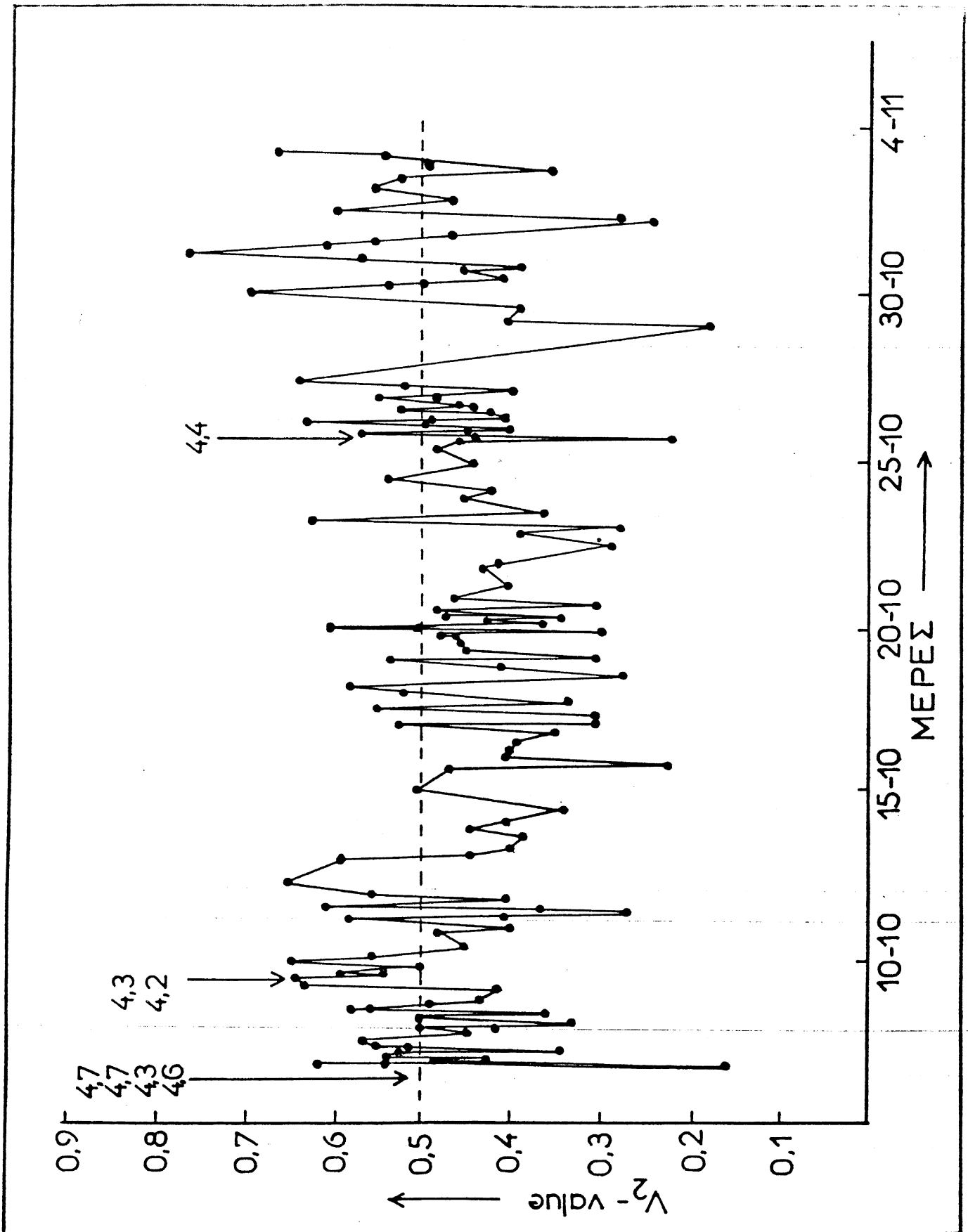
6. ΜΕΘΟΔΟΣ " V_z - VALUE "

Στην προσπάθεια μας να ελέγξουμε την ισχύ κάποιας μεθόδου πρόγνωσης για τους σεισμούς της περιοχής που εμφανίστηκαν με την έκταση αυτή, χρησιμοποιήσαμε τη μέθοδο της παραμέτρου V_z που ανέπτυξε ο Matsumura (1984). Η τιμή της παραμέτρου V_z δίνεται από τη σχέση:

$$V_z = (\overline{\Delta t})^2 / \overline{\Delta^2 t} \quad (6)$$

όπου Δt είναι η χρονική διαφορά μεταξύ δύο διαδοχικών σεισμών μίας ακολουθίας. Συνήθως χρησιμοποιείται η μέση τιμή, Δ_c, που υπολογίζεται για ένα συγκεκριμένο πλήθος σεισμών. Η παράμετρος V_z παίρνει τιμές από 0,0 μέχρι 1,0 και είναι χαρακτηριστική της κατάστασης των τάσεων που επικρατούν στην περιοχή. Συγκεκριμένα, για V_z = 0,5 η υπό μελέτη σεισμική ακολουθία (έκταση) είναι τυχαία, για V_z > 0,5 είναι περιοδική ενώ αν V_z < 0,5, τότε στην περιοχή υπάρχει συγκέντρωση τάσεων και αναμένεται μεγάλος σεισμός.

Εφαρμόστηκε η μέθοδος αυτή για τους σεισμούς της ακολουθίας που έγινε από 6.10.88 μέχρι 11.11.88 και είχαν μεγέθη M_L ≥ 1,1, μεγέθη για τα οποία είχαμε πληρότητα. Για τον υπολογισμό των διαφόρων τιμών της παραμέτρου V_z χρησιμοποιήθηκε διάστημα δέκα σεισμών με επικάλυψη ανά πέντε και αντιστοιχίσαμε την τιμή που προέκυπτε από κάθε διάστημα με το χρόνο γένεσης του τελευταίου σεισμού του διαστήματος. Έτσι έγινε η γραφική παράσταση του σχήματος (11). Με βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης καθώς και τα αντίστοιχα μεγέθη των μεγάλων (M_L ≥ 4,0) σεισμών της ακολουθίας. Παρατηρούμε ότι πριν από μεγάλους σεισμούς η τιμή της παραμέτρου V_z ελαττωνόταν αισθητά κάτω από την τιμή 0,5 και επανερχόταν στην τιμή αυτή μετά την εκδήλωση των σεισμών.



Σχ. 11. - Εφαρμογή της μεθόδου v_2 - value για τα δεδομένα της μετασεισμικής ακολουθίας του Οκτωβρίου 1987 στη Ρόδο. Με βέλη σημειώνονται οι ισχυρότεροι μετασεισμοί.

7. ΚΑΤΑ ΜΕΓΕΘΟΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Η γνωστή σχέση των Gutenberg και Richter (1944):

$$\log N = a_k - bM \quad (7)$$

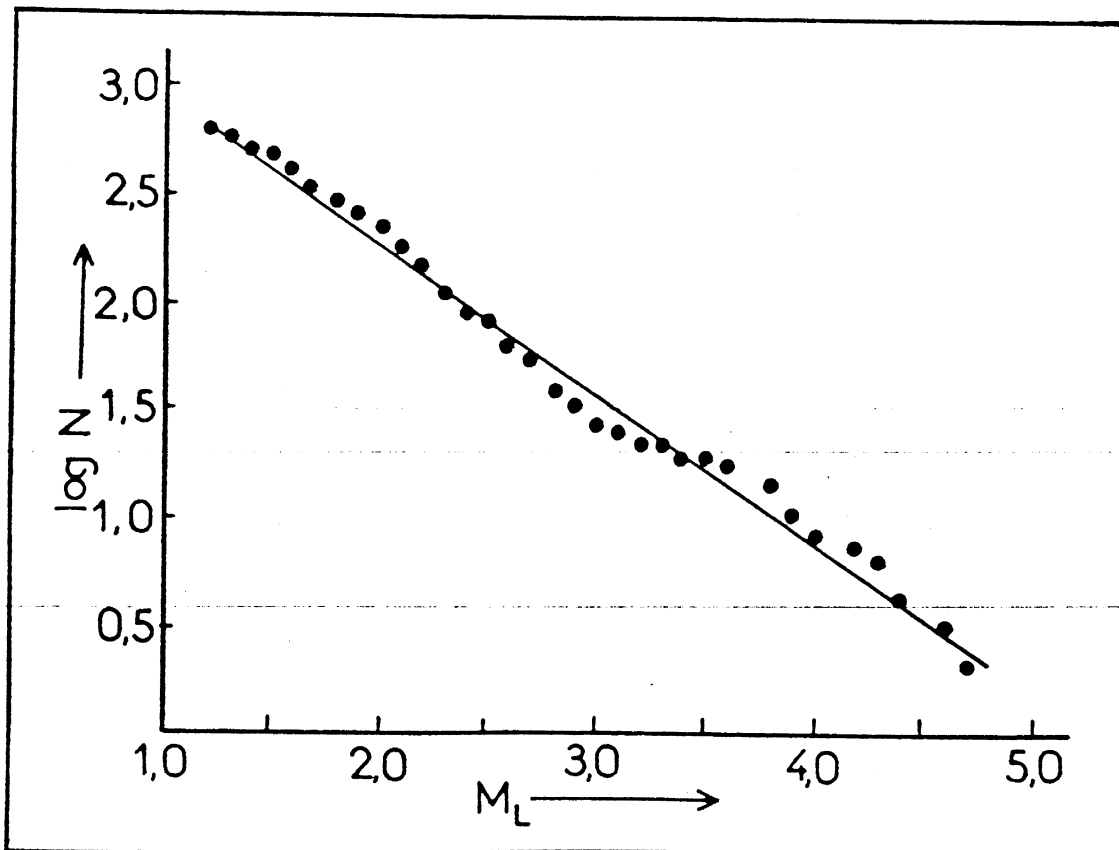
μεταξύ της συσσωρευτικής συχνότητας, N , (του πλήθους των σεισμών με μέγεθος M ή μεγαλύτερο) και του μεγέθους των σεισμών ισχύει και για τις μετασεισμικές ακολουθίες. Η παράμετρος b είναι σημαντική για μελέτες πρόγνωσης σεισμών.

Στο σχήμα (12) δίνεται η κατά μέγεθος κατανομή της συσσωρευτικής συχνότητας της ακολουθίας.

Τα μεγέθη των σεισμών υπολογίστηκαν από τις διάρκειες των καταγραφών, από την αρχή του σήματος μέχρι πλάτους σήματος 2mm (peak-to-peak). Η σχέση που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό του μεγέθους ήταν της μορφής

$$M_D = 2 \log T + c \quad (8)$$

όπου c σταθερά του κάθε σταθμού και T η διάρκεια της καταγραφής.



Σχ. 12. - Κατά μέγεθος κατανομή της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών της ακολουθίας του Οκτωβρίου 1987, για τα δεδομένα που παρουσίαζαν πληρότητα $M_L \geq 1,1$.

Για να υπολογιστεί η σταθερά c για κάθε σταθμό ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία:

Δεδομένου ότι ο σταθμός του Αρχάγγελου (ARG) λειτουργούσε όλο το χρονικό διάστημα της ακολουθίας, βαθμολογήθηκε ο σταθμός αυτός με βάση τις κοινές καταγραφές σεισμών από τα βαθμολογημένα όργανα της Αθήνας και τον Αρχάγγελο. Στην συνέχεια οι σταθμοί των φορητών σειсмоγράφων βαθμολογήθηκαν με βάση τις κοινές καταγραφές με τον Αρχάγγελο. Ο πίνακας (II) δίνει τις τιμές των σταθερών για τους διάφορους σταθμούς του δικτύου που χρησιμοποιήθηκε.

Πίνακας II. Σταθερές βαθμολογίας της σχέσης (8) για διάφορους σταθμούς στη Ρόδο.

| ΣΤΑΘΜΟΣ | ΚΩΔΙΚΟΣ | ΣΤΑΘΕΡΑ |
|------------|---------|---------|
| Αρχάγγελος | ARG | -0,44 |
| Καττάβια | KAT | 0,03 |
| Καλαβάρδα | KAL | -0,58 |
| Λίνδος | LIN | -0,29 |
| Ροδίνη | ROD | -0,97 |
| Λουκάς | LOU | -0,45 |
| Σέλληνα | SEL | -0,60 |

Από την χαρτογράφηση του σχήματος (12) προκύπτει ότι τα δεδομένα είχαν πληρότητα για μεγέθη $M_p \geq 1,1$. Η ευθεία που προσεγγίζει τα δεδομένα υπολογίστηκε με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και οι παράμετροι αυτής a και b έχουν τιμές 3,65 και 0,69 αντίστοιχα.

Η τιμή της παραμέτρου b είναι της ίδιας τάξης με την τιμή $b=0,73$ η οποία βρέθηκε για την ευρύτερη περιοχή (Χατζηδημητρίου 1984).

Μικρή τιμή της παραμέτρου b δηλώνει ότι η υπό μελέτη περιοχή βρίσκεται κάτω από την επίδραση πεδίου ισχυρών τάσεων. Τέτοιες τάσεις μπορούν να αποδοθούν στο γεγονός της σύγκρουσης της Αφρικανικής πλάκας με την Ευρασιατική (Parazachos and Comninakis 1970, 1971) με αποτέλεσμα την δημιουργία πεδίου συμπιεστικών τάσεων (Parazachos et al 1983, 1987a).

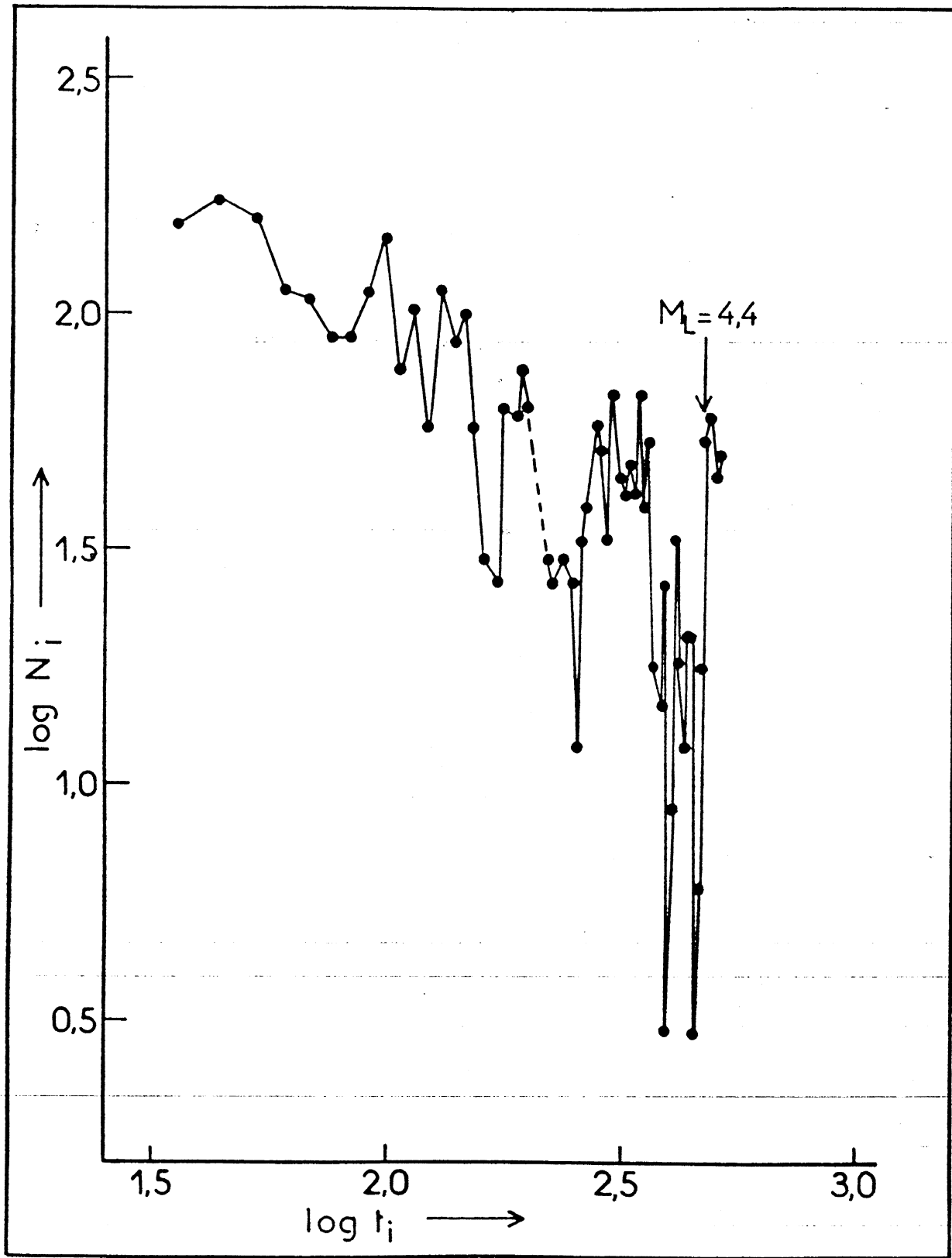
6. ΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για την μελέτη της χρονικής κατανομής χρησιμοποιήθηκαν οι σεισμοί που είχαν καταγραφεί από τον σταθμό του Αρχάγγελου, ο οποίος λειτουργούσε από την αρχή της σεισμικής δράσης.

Ο Mogi (1962) και στην συνέχεια ο Ranalli (1969) και ο Παπαζάχος (1974), κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι ο αριθμός, h , των μετασεισμών, στη μονάδα του χρόνου για ένα χρονικό διάστημα t από την γένεση του κύριου σεισμού δίνεται από τη σχέση:

$$h = h_1 \cdot t^{-p}$$

(9)



Σχ. 13. - Χρονική κατανομή των μετασεισμών της ακολουθίας του Οκτωβρίου 1987 στη Ρόδο.

μετά τον κύριο σεισμό και p παράμετρος που εξαρτάται από τις φυσικές ιδιότητες του υλικού στον εστιακό χώρο.

Ισοδύναμη σχέση της (9) είναι η

$$\log h = c_1 - p \log t \quad (10)$$

όπου $c_1 = \log h_1$, η οποία είναι γραμμική σχέση μεταξύ του λογαρίθμου του πλήθους των μετασεισμών και του λογαρίθμου του χρονικού διαστήματος που έχει περάσει.

Το χρονικό διάστημα από την αρχή της ακολουθίας χωρίστηκε σε ισόχρονα διαστήματα των 8 ωρών. Για κάθε ένα από τα διαστήματα αυτά υπολογίστηκε ο αριθμός των σεισμών που είχαν καταγραφεί στον Αρχάγγελο ανεξάρτητα του μεγέθους. Το πλήθος αυτό ανήχθηκε σε χρόνο 24 ωρών και ο λογάριθμος του ανηγμένου πλήθους χαρτογραφήθηκε σε συνάρτηση με τον λογάριθμο των ωρών που πέρασαν.

Η εφαρμογή της παραπάνω μεθοδολογίας για την χρονική κατανομή της ακολουθίας φαίνεται στο σχήμα (13).

Από την χαρτογράφηση αυτή προκύπτει μία "πριονωτή" μορφή της κατανομής, η οποία είχε έναν σταθερό ρυθμό ελάττωσης. Ο ρυθμός αυτός έπεσε απότομα 3 περίπου ημέρες πριν από τον σεισμό της 25.11.87 με μέγεθος $M_L=4,4$

9. ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η σεισμική ακολουθία του Οκτωβρίου 1987 ήταν μία σχεδόν τυπική ακολουθία, η οποία έγινε σε μία περιοχή με υψηλή σεισμική δράση.

Η ακολουθία αυτή μπορεί να συνδυαστεί με την σεισμική δράση του Ιανουαρίου του 1987, η οποία είχε γίνει στο αντίθετο άκρο του συστήματος τεκτονικών διαρρήξεων με παράταξη ΝΔ-ΒΑ.

Η ιδιαιτερότητα της οφείλεται στο ότι ήταν πολύ κοντά στην πόλη της Ρόδου και στον κόλπο "ΦΑΛΗΡΑΚΙ", όπου βρίσκονται τα μεγάλα ξενοδοχειακά συγκροτήματα του νησιού, με αποτέλεσμα οι σεισμοί αν και μικρού μεγέθους να γίνονται αισθητοί από πολύ κόσμο.

Η ακολουθία αυτή έγινε όμως σε μία περιοχή η οποία έχει πληγεί στο παρελθόν από πολύ ισχυρούς σεισμούς και στην οποία γίνονται πολλές σημαντικές, οι οποίες συγχέουν τους υπολογισμούς των ρυθμών σεισμικότητας (Wyss and Baer 1982).

Η γένεση πολλών ισχυρών σεισμών και η σύνθετη σεισμοτεκτονική δομή της περιοχής έχουν δώσει ένα αρκετά πλούσιο υλικό που χρησιμοποιήθηκε για την πρόγνωση ισχυρών σεισμών στην περιοχή.

Οι Wyss και Baer (1982) βρήκαν ότι ο ρυθμός σεισμικότητας σ' αυτή την περιοχή είναι χαμηλός από το 1970 τουλάχιστον και μετά και καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι αυτή η περιοχή έχει μεγάλη πιθανότητα για την γένεση πολύ μεγάλου σεισμού τα επόμενα χρόνια.

Οι Παπαζάχος και Κομνηνάκης (1982) μελετώντας τη διαφορά D_1 μεταξύ του μεγέθους του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού, κατέβησαν στο συμπέρασμα ότι τα δεδομένα προσεγγίζονται καλά με μία συνάρτηση της μορφής:

$$D_1 = 1,10 + 0,95 * \eta\mu \left(\frac{360}{24} t - 174 \right) \quad (11)$$

Από τη μελέτη αυτή προέκυψε ότι ο ισχυρός σεισμός του 1926 ($M_s=8,0$, $h=100$ km) έγινε 0,2 χρόνια πριν από το πρώτο ελάχιστο της συνάρτησης, ενώ 1,6 χρόνια από το δεύτερο έγινε ο σεισμός του 1957 ($M_s=7,2$, $h<60$ km). Από τη μελέτη αυτή οι δύο επιστήμονες καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι ένας σεισμός με μέγεθος $M_s \geq 7,2$ αναμένεται να γίνει στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου.

Η Παπαδημητρίου (1984, 1986) μελετώντας τον ρυθμό σεισμικότητας, την ύπαρξη σεισμικών κενών για τους επιφανειακούς σεισμούς και την μετανάστευση επικέντρων ενδιάμεσου βάθους κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η ευρύτερη περιοχή της νήσου Ρόδου είναι υποψήφια για την γένεση ισχυρών ($M_s \geq 6,5$) σεισμών, τόσο επιφανειακών όσο και βάρους.

Η πτώση του ρυθμού σεισμικότητας πολύ ισχυρών ($M_s \geq 7,5$) σεισμών ενδιάμεσου βάθους καθώς και η χρονική μεταβολή της συσσωρευτικής σεισμικής ροπής αυτών των σεισμών έδειξε ότι η περιοχή αυτή βρίσκεται σε ηρεμία για τέτοιους σεισμούς τα τελευταία 60 χρόνια (Papadimitriou et al 1984). Με βάση αυτές τις παρατηρήσεις οι ίδιοι καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι ένας ή περισσότεροι σεισμοί με μέγεθος $M_s \geq 7,5$, αναμένονται στο νότιο Αιγαίο χώρο κατά τις προσεχείς δεκαετίες.

Από την μελέτη της χωρικής κατανομής των σεισμών, βρέθηκε ότι ο χώρος του νοτίου Αιγαίου είναι περιοχή υψηλής πιθανότητας για την γένεση ισχυρών επιφανειακών και ενδιάμεσου βάθους σεισμών (Papadimitriou et al 1985), ενώ η ίδια περιοχή αναγνωρίστηκε σαν σεισμικό κενό πρώτου και δεύτερου είδους για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους (Papadimitriou 1985).

Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1987a) μελέτησαν τις περιόδους επανάληψης των ισχυρών σεισμών στο νότιο Βαλκανικό χώρο και την υπό συνθήκες πιθανότητα να συμβούν ισχυροί επιφανειακοί ($M_s \geq 6,5$) και ισχυροί ($M_s \geq 7,0$) ενδιάμεσου βάθους σεισμοί για το χρονικό διάστημα 1986-2006. Για την ευρύτερη περιοχή της Ρόδου βρήκαν τιμή 0,75 για τους επιφανειακούς και 0,86 για τους ενδιάμεσου βάθους.

Ο Καρακάσης και οι συνεργάτες του (1987) βρήκαν ότι η περιοχή της Ρόδου βρίσκεται σε περίοδο ηρεμίας από το 1974 για σεισμούς με μέγεθος $M_s \geq 5,0$. Πτώση του ρυθμού σεισμικότητας για χρονικό διάστημα περίπου 25 χρόνων βρέθηκε από τους ίδιους ότι είχε συμβεί πριν από τον σεισμό του 1957.

Εξετάζοντας όλα τα προηγούμενα συμπεράσματα καταλήγουμε με αρκετή δόση βεβαιότητας στο ότι υπάρχουν συγκλίνουσες ενδείξεις ότι στην περιοχή της νήσου Ρόδου αναμένεται ένας τουλάχιστον ισχυρός σεισμός στο κοντινό μέλλον.

Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1985) εκτίμησαν την σεισμική επικινδυνότητα διαφόρων πόλεων του Ελληνικού χώρου και τις κατέταξαν σε 9 κατηγορίες κατά φθίνουσα σειρά επικινδυνότητας. Είναι σημαντικό να αναφέρουμε ότι η πόλη της Ρόδου κατατάχθηκε στην δεύτερη κατηγορία με πιθανότερη μέγιστη τιμή της μακροσεισμικής έντασης για 80 και 100 χρόνια μέσα περίοδο επανάληψης ίση με 7,2 και 7,3 αντίστοιχα.

10. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η αξιοποίηση της μέχρι τώρα γνώσης για την σεισμοτεκτονική της περιοχής μπορεί να γίνει κατά πολλούς τρόπους. Θα αναφέρουμε ορισμένους.

Είναι γνωστό σήμερα κι έχει επιτυχώς παρατηρηθεί ότι περιοχές, οι οποίες έχουν δώσει στο παρελθόν ισχυρούς σεισμούς κι έχουν σήμερα σεισμική δράση με μειωμένο ρυθμό σεισμικότητας είναι υποψήφιες για την γένεση ισχυρού σεισμού. Οι σεισμογόνοι όγκοι των μεγάλων σεισμών εντοπίζονται από την εμφάνιση των σεισμικών κενών πρώτου και δεύτερου είδους. Για τον λόγο αυτό προτείνεται η εγκατάσταση ενός τηλεμετρικού δικτύου στην περιοχή από τέσσερεις τουλάχιστον σεισμολογικούς σταθμούς, οι οποίοι θα συνδεθούν με τα δύο σεισμολογικά κέντρα της Ελλάδας. Οι τρεις από τους σταθμούς αυτούς πρέπει να βρίσκονται στο Καστελόριζο, στη Ρόδο και την Κάρπαθο για λόγους καλύτερης αξιμουθιακής κάλυψης. Λόγω του ότι απαιτείται συνεχής και συστηματική παρακολούθηση των καταγραφών του δικτύου θα απαιτηθεί η πρόσληψη δύο ειδικών επιστημόνων για την επεξεργασία των δεδομένων.

Δεδομένου ότι μπορεί να αντλήσει κανείς πολύ χρήσιμες πληροφορίες από τα επιταχυνσιογράμματα προτείνεται η εγκατάσταση δικτύου επιταχυνσιογράφων, τα δεδομένα του οποίου θα μοιράζονται σ' όλους τους σχετικούς φορείς.

Προτείνεται επίσης να αρχίσει, σε πρώτη φάση, έλεγχος των χώρων μαζικής συγκέντρωσης πληθυσμού.

Σε δεύτερη φάση προτείνεται η εκπόνηση προγράμματος σύνθετης ανάλυσης της τρωτότητας των κατασκευών. Ένα τέτοιο πρόγραμμα θα πρέπει να περιλαμβάνει τα παρακάτω στάδια:

1. Λεπτομερή μελέτη της σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής.
2. Μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας.
3. Εκπόνηση φασμάτων απόκρισης.
4. Εκτέλεση γεωφυσικών και γεωτεχνικών εργασιών όπου κρίνεται ότι υπάρχουν προβλήματα λόγω της φύσης των γεωλογικών σχηματισμών.
5. Εκπόνηση πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης και, σε συνεργασία με ειδικούς Πολιτικούς Μηχανικούς, εκπόνηση φασμάτων σχεδιασμού ανάλογα με τις εδαφοτεχνικές κατηγορίες.
6. Μετρήσεις ιδιοπεριόδου των εδαφικών σχηματισμών και των κατασκευών.

Ιδιαίτερο πρόβλημα αποτελούν οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους, οι οποίοι συμβαίνουν στην περιοχή. Τα ιδιαίτερα μεγάλα μεγέθη των σεισμών αυτών (M_s 7,5) σε συνδυασμό με το γεγονός ότι εμφανίζουν μικρή απόσβεση (προξενούν βλάβες σε μεγάλες αποστάσεις) και της εμφάνισης των μέγιστων φασματικών τους τιμών στις μεγάλες περιόδους, βάζουν έντονο το πρόβλημα της ασφάλειας ιδιαίτερα των ψηλών κατασκευών (Ξενοδοχεία κ.α.)

Αρμόδιοι για την υπόδειξη μέτρων αντισεισμικής προστασίας είναι κατά κύριο λόγο ειδικοί μηχανικοί υψηλής θεωρητικής κατάρτισης και μεγάλης πρακτικής εμπειρίας, ειδικοί πεπειραμένοι ερευνητές σεισμολόγοι και εκπρόσωποι της Πολιτείας υπεύθυνοι για θέματα αντισεισμικού σχεδιασμού και οικονομικής πολιτικής.

Οι επιστήμονες αυτοί θα υποδείξουν τα κτίρια που θα ελεγχθούν σε άμεση προτεραιότητα, θα αναλάβουν το σχεδιασμό των προγραμμάτων την παραλαβή και σύνθεση των αποτελεσμάτων καθώς επίσης και την ενημέρωση των κατοίκων. Το τελευταίο αυτό πρόβλημα, δηλαδή η ενημέρωση των κατοίκων, απαιτεί εξαιρετικά λεπτούς και υπεύθυνους χειρισμούς, γιατί αλλιώς μπορεί να οδηγήσει σε εντελώς αντίθετα από τα επιδιωκόμενα αποτελέσματα. Σημαντικός παράγοντας που πρέπει να ληφθεί επίσης υπόψη είναι η τυχόν δυσμενής επιπτώσεις στην τουριστική κίνηση της Ρόδου και των γύρω νησιών από την διαρροή και υιοθέτηση ανεύθυνων "προβλέψεων" σεισμών στην περιοχή.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η μελέτη αυτή χρηματοδοτήθηκε από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (Ο.Α.Σ.Π.), με την από 652/12-10-87 απόφαση του Διοικητικού Συμβουλίου του.

Ο κ. Νομάρχης Δωδεκανήσου, Γιάννης Μαχαιρίδης, βοήθησε ηθικά και υλικά τους επιστήμονες, οι οποίοι είχαν παραμείνει στη Ρόδο. Χωρίς την βοήθεια του η έκθεση αυτή δεν θα μπορούσε να ολοκληρωθεί.

Ο προϊστάμενος Τεχνικών Υπηρεσιών της Νομαρχίας Δωδεκανήσου, πολιτικός Μηχανικός Χ. Γιαραβέλης, προσέφερε θερμή φιλοξενία.

Ιδιαίτερα πολύτιμη ήταν η βοήθεια που προσέφεραν ο ηλεκτρονικός του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Ε.Α.Α. Χριστοφής Αναγνώστου και ο υπάλληλος της Νομαρχίας Νίκος Βαλασάμης. Καθημερινά πραγματοποιούσαν μεγάλα δρομολόγια για την "αλλαγή" των φορητών σεισμογράφων.

Τέλος, όλο το προσωπικό της Νομαρχίας παρείχε κάθε διευκόλυνση και εξυπηρετούσε τα μέλη της επιστημονικής ομάδας κατά τον καλύτερο δυνατό τρόπο

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Comninakis, P.E. and B.C. Papazachos 1986: "A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1985", Publication of the Geophysical Laboratory, Univ. of Thessaloniki, 1, 167pp.
- Gauthier, A.J., 1979: "Contribution a l' etude neotectonique du domaine egeen: l' ile de Rhodes", Ph.d. thesis, Universite de Paris XI.
- Gutenberg, B. and C.F. Richter, 1944: "Frequency of earthquakes in California", Bull. Seism. Soc. Am., 34, 185-188.
- Χατζηδημητρίου, Π.Μ., 1984: "Σεισμογόνοι χώροι και σεισμικές πηγές στο χώρο του Αιγαίου και τις γύρω περιοχές", Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 162.
- Hatzidimitriou, P.M., E.E. Papadimitriou, D.M. Mountrakis and B.C. Papazachos 1985: "The seismic parameter b of the frequency-magnitude relation and its association with the geological zone in the area of Greece", Tectonophysics, 120, 141-151.
- Karakaisis, G.F., D.G. Panagiotopoulos, M.Ch. Krimnianiou and B.C. Papazachos, 1987: "Seismic quiescence before large earthquakes in the Aegean and surrounding area", Ann. Geophysicae, 2, 155-160.
- Lee, W.H.K. and J.C. Lahr, 1975: "A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes", U.S. Geol. Survey, Open-file rept., 75-311, pp. 92.
- Mogi, K, 1962: "On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan", Bull. Earthq. Res. Inst., 40, 107-124.
- Mutti, E., G. Drombelli and R. Rossi, 1970: "Geological studies on the Dodecanese island (Aegean Sea)", Ann. Geol. Pays. Hell., 22, 77-262.
- Panagiotopoulos, D.G., E.M., Scordilis, P.M. Hatzidimitriou, A. Ch. Rocca, and B.C. Papazachos, 1984: "Further evidence on the deep tectonics of the Aegean and eastern Mediterranean area", Proc. XIX Gen. Ass. E.S.C., Moscow 1984, pp. 10.
- Παπαδημητρίου, Ε.Ε., 1984: "Συμβολή στη μελέτη του προβλήματος της μακράς διάρκειας πρόγνωσης των σεισμών στον Ελληνικό χώρο", Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 218.

- Papadimitriou, E.E., 1985: "Migration of the intermediate focal depth seismic activity in the inner part of the Hellenic arc", Bulgarian Geophysical Journal, 12, 58-60.
- Papadimitriou, E.E., 1986: "Long and short term earthquake prediction in the Aegean and surrounding area by seismicity patterns", Proc. UN/UNDP/USSR training sem. on EARTHQUAKE PREDICTION AND MITIGATION OF EARTHQUAKE LOSSES, Dushanbe-USSR, October 1986, 288-302.
- Papadimitriou, E.E., B.G. Karacostas, G.F. Karakaisis and B.C. Papazachos, 1984: "A seismicity premonitory pattern in the Southern Aegean area", Proc. XIX Gen. Ass. E.S.C., Moscow, 1984, pp. 7.
- Papadimitriou, E.E., B.G. Karacostas, G.F. Karakaisis and B.C. Papazachos, 1985: "Space-time patterns of seismicity in the Aegean and the surrounding area", Proc. 3rd Symp. on ANALYSIS OF SEISMICITY AND SEISMIC RISK, Liblice-Czechoslovakia, June 1985, 1, 40-45
- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis, 1970: "Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge", Com. Ren. des seances de la Conference Reunie a Madrid 1969, 16, 74-75.
- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis, 1971: "Geophysical and tectonic features of the Aegean arc", J. Geophys. Res., 76, 8517-8533.
- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis, 1982a: "Long-term earthquake prediction in the Hellenic trench-arc system", Tectonophysics, 86, 3-16.
- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis, 1982b: "A catalogue of historical earthquakes in Greece and surrounding area, 479 B.C. - 1900 A.D.", Publ. Geophysical Lab. Univ. of Thessaloniki, 5, pp.1-24.
- Papazachos, B.C., A.A. Kiratzi and Ch.A. Papaioannou, 1983: "Stress patterns determined by fault plane solutions in the Aegean area", Proc. XVII Gen. Ass. ESC/EGS, Leeds - 1982, H. Stiller [editor], Potsdam, 352-364.
- Papazachos, B.C., E.E. Papadimitriou, B.G. Karacostas and G.F. Karakaisis, 1985: "Long-term prediction of great intermediate depth earthquakes in Greece.", Proc. 12th reg. sem on EARTHQUAKE ENGINEERING, EAEE-EPPD, Halkidiki-Greece, September 1985, pp. 12.
- Papazachos, B.C., A.A. Kiratzi, P.M. Hatzidimitriou and B.G. Karacostas, 1986: "Seismotectonic properties of the Aegean area that restrict valid geodynamic models", Wegener/Medias Conference, Athens, 14-16 May 1986, pp.15.

- Papazachos, B.C., E.E. Papadimitriou, A.A. Kiratzi, Ch.A. Papaiouannou and G.F. Karakaisis, 1987a: "Probabilities of occurrence of large earthquakes in the Aegean and surrounding area during the period 1986-2006", *Pageoph*, 125, 595-612.
- Papazachos, B.C., P.M. Hatzidimitriou and B.G. Karakostas : 1987b: "Seismic fracture zones in the Aegean and surrounding area", *Boll. Geofis. Teor. et Appl.*, 29, 75-83.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer, 1979: "Patterns of occurrence of large earthquakes in the region of Mediterranean", Intern. Symp.: EARTHQUAKE PREDICTION, U.N.E.S.C.O., Paris 1979, Paper III-7, Publ. Sc/79/Conf. 802, pp. 15.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer, 1982a: "Regularity patterns and zones of seismic potential for future large earthquakes in the Mediterranean region", *Tectonophysics*, 85, 1-30.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer, 1982b: "Some zones of high seismic potential and the 'informativeness' of seismicity characteristics to earthquake prediction - ABSTRACT", *Trans. Am. Geophys. Union*, EOS, 63, 1259-1260
- Ranalli, G.A., 1969: "A statistical study of afterschock sequences", *Ann. Geofis.*, 22, 359-397.
- Τάσος, Σ.Τ., 1984: "Στατικές και δυναμικές ιδιότητες του πάνω μανδύα στο νότιο Αιγαίο", Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 155.
- Wadati, K., 1928, "Shallow and deep earthquakes", *Geophys. Mag.* 1, 162-202.
- Wadati, K., 1933, "On the travel time of earthquake waves, Part II", *Geophys. Mag.*, 7, 101-111.
- Wyss, M. and M. Baer, 1981, "Seismic quiescence in the western Hellenic arc may foreshadow large earthquakes", *Nature*, 289, 785-787.
- Wyss, M. and M. Baer, 1982, "Earthquake hazard in the Hellenic arc", *Manuscript*, pp. 30.