

## ΜΙΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΕΣΒΟΥ

Ν. Δελημπασης<sup>1</sup>, Ν. Βούλαρης<sup>1</sup>, Ι. Δρακόπουλος<sup>1</sup>, Α. Γκίνης<sup>2</sup>  
και Σ. Χάϊλας<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Πανεπιστήμιο Αθηνών, Γεωλογικό Τμήμα, Τομέας  
Γεωφυσικής-Γεωθερμίας.

<sup>2</sup> Δ.Ε.Η. - Διεύθυνση Εναλλακτικών Μορφών Ενέργειας.

### ΣΥΝΟΨΗ

Στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος με στόχο την αξιολόγηση του γεωθερμικού πεδίου της νήσου Λέσβου, εγκαταστάθηκε ένα δίκτυο 10 φορητών σειсмоγράφων με σκοπό την διερεύνηση της μικροσεισμικής δραστηριότητας και του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος της νήσου.

Όπως έδειξε η ανάλυση των δεδομένων, ολόκληρη η νήσος Λέσβος φιλοξενεί εστίες σεισμών μικρού μεγέθους, με εξαίρεση την περιοχή της Ερεσού.

Συγκρίνοντας την διασπορά των επικέντρων με τον τεκτονικό ιστο της νήσου παρατηρούμε ότι όλες οι μάκρο και μικρο διαρρήξεις φιλοξενούν τουλάχιστον μία εστία. Επίσης, η σύγκριση των ενεργών σεισμικών γραμμών, με τα δύο ρηξιγενή συστήματα που επικρατούν στη νήσο, μαρτυρεί ότι το ρηξιγενές σύστημα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης είναι περισσότερο ενεργό από το δεύτερο σύστημα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης.

Ενα πρόσθετο χαρακτηριστικό της διασποράς των επικέντρων σε ολόκληρη τη νήσο, είναι η ύπαρξη μίας κύριας σεισμικής ζώνης ταξοειδούς μορφής, που διαχωρίζει το νησί σε δύο μέρη. Στο κοίλο μέρος της ζώνης αυτής (ΒΑ τμήμα της νήσου) επικρατούν σεισμοί με εστιακά βάθη μεγαλύτερα των 5 km, σε αντίθεση με το κυρτό μέρος αυτής.

Η παρουσία μεγάλου αριθμού μικροσεισμών μικρού εστιακού βάθους (0-2km) στην κεντρική περιοχή της νήσου, οφείλεται πιθανότητα στην κυκλοφορία θερμού υλικού διαμέσου του τεκτονικού ιστού.

### 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η νήσος Λέσβος βρίσκεται στις ανατολικές Σποράδες του Αιγαίου Πελάγους, ανήκει στο παλιό ηφαιστιακό τόξο που έδρασε κατά το Μέσο Μειόκαινο πριν 15-19 εκατομμύρια χρόνια και περιλαμβάνεται στις σεισμογενείς περιοχές του Ελληνικού χώρου μαζί με τις νήσους Σάμο και Χίο. Η σεισμικότητα των περιοχών αυτών είναι υψηλή και έχουν πολλές φορές υποστεί

καταστροφές στο παρελθόν από ισχυρούς σεισμούς. Αυτοί οι καταστρεπτικοί σεισμοί προέρχονται όχι τόσο από αυτοδυγενείς εστίες, όσο από σεισμούς που έχουν τα επίκεντρά τους στο γειτονικό θαλάσσιο χώρο καθώς και στις δυτικές ακτές της Μικράς Ασίας.

Με στοχο την καλύτερη αξιολόγηση της σεισμικότητας της περιοχής και στα πλαίσια ενός ερευνητικού προγράμματος της Δ.Ε.Η. για τη μελέτη του γεωθερμικού πεδίου, καταβλήθηκε προσπάθεια να μελετηθεί η μικροσεισμική δραστηριότητα της νήσου Λέσβου.

Για το σκοπό αυτό εγκαταστάθηκε στη νήσο ένα δίκτυο φορητών σειсмоγράφων για την καταγραφή των μικροσεισμών, τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων, των σεισμικών ζωνών, τον εντοπισμό των πιθανών ενεργών ρηξηγενών επιφανειών και το πιθανό βάθος αυτών. Τέλος έγινε μία συσχέτιση των εστιών με τον τεκτονικό ιστό της νήσου για τον καθορισμό των ενεργών ή μη ενεργών ρηγμάτων.

## 2. ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ

Η νήσος Λέσβος καλύπτεται κυρίως από νεοφαιστειογενή πετρώματα και παρουσιάζει υψηλή σχετικά σεισμική δραστηριότητα.

Οι σεισμικές εστίες που φιλοξενούνται στη νήσο και στη γύρω περιοχή είναι επιφανειακές ( $h \leq 50\text{km}$ ) και συγκεντρώνονται σε τρεις ζώνες. Το σχήμα 1 περιλαμβάνει τα επίκεντρα των σεισμών για την περίοδο 1900 - 1985 και για σεισμούς με μεγέθη μεγαλύτερα του 4.0.

Στο χάρτη αυτό παρατηρούμε μία σεισμική ζώνη που διέρχεται από τον Αδραμύττιο κόλπο της Μικράς Ασίας και περνά από τις βόρειες ακτές της νήσου. Η ζώνη αυτή φιλοξενεί εστίες σεισμών με μεγέθη μεταξύ 6.0 - 7.0.

Η δεύτερη ζώνη διέρχεται από τα νότια και νοτιοανατολικά παράλια της νήσου και περιλαμβάνει σεισμούς μέτριους μέχρι ισχυρούς (5.0  $\leq$  M  $\leq$  6.0).

Η τρίτη ζώνη βρίσκεται στα ΝΔ της νήσου έχει διεύθυνση ΒΔ και φιλοξενεί μετρίου μεγέθους σεισμούς (M  $\leq$  5.5).

Από μακροσεισμικές παρατηρήσεις που υπάρχουν από το 1800 έως το 1986, διαπιστώθηκε ότι η μέγιστη ένταση που έχει παρατηρηθεί ή επαναληφθεί τουλάχιστον δύο φορές στη νήσο Λέσβο, ανέρχεται στους IX-XII βαθμούς της μακροσεισμικής κλίμακας Mercalli. Η ζώνη αυτή των εντάσεων περιορίζεται στα ΝΑ της νήσου. Στην υπόλοιπη νήσο η ένταση έφθασε στους VII-VIII βαθμούς. Το σχήμα 2 δείχνει τις μέγιστες εντάσεις που έχουν παρατηρηθεί κατά το χρονικό αυτό διάστημα.

Από τη στατιστική επεξεργασία των σεισμών (Μακροπούλος, 1978), που έγιναν στην περιοχή της Λέσβου κατά τη χρονική περίοδο 1901 - 1985 και περιλαμβάνονται στον κατάλογο των Μακροπούλος - Burton (1981), βρέθηκε ότι για τους επιφανειακούς σεισμούς ( $h \leq 50\text{km}$ ) ο σεισμικός κίνδυνος της νήσου εκπεφρασμένος σε χρόνους επανάληψης είναι ο εξής:

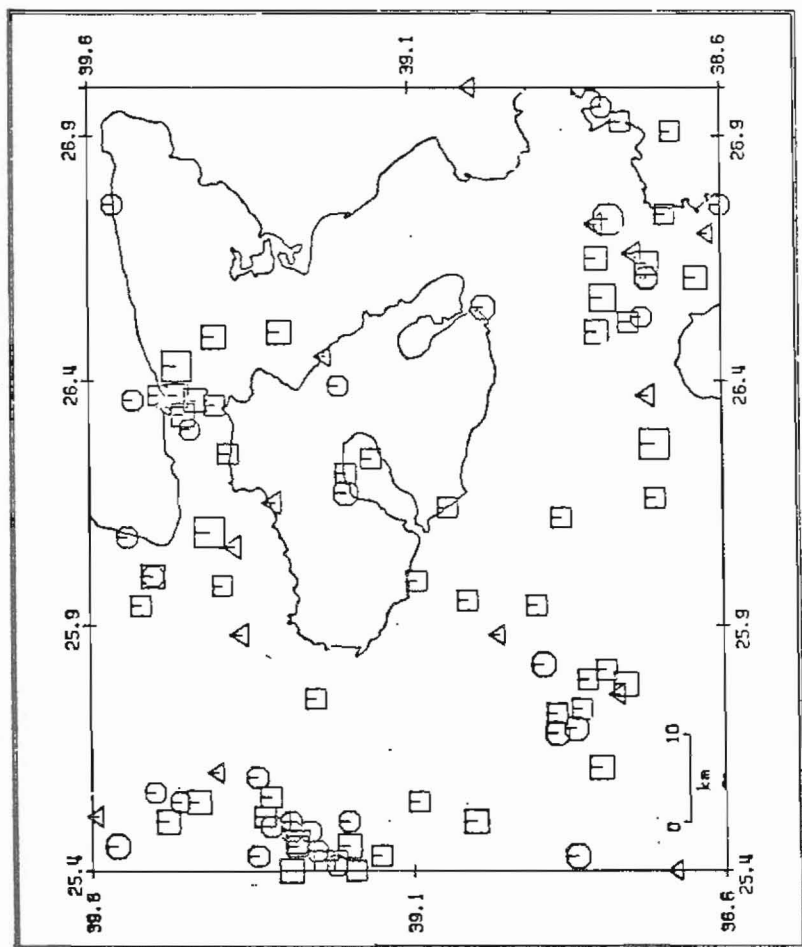
Για σεισμούς με M  $\geq$  4.5 και με πιθανότητα 63% να γίνει υπέρβαση, έχουμε:

$M_3 = 3.75$  ανά 1 χρόνο

$M_3 = 7.3$  ανά 100 χρόνια

Με πιθανότητα 90% να μη γίνει υπέρβαση, έχουμε:

$M_3 = 5.8$  ανά 1 χρόνο



99 Events  
Scale 1: 1000000

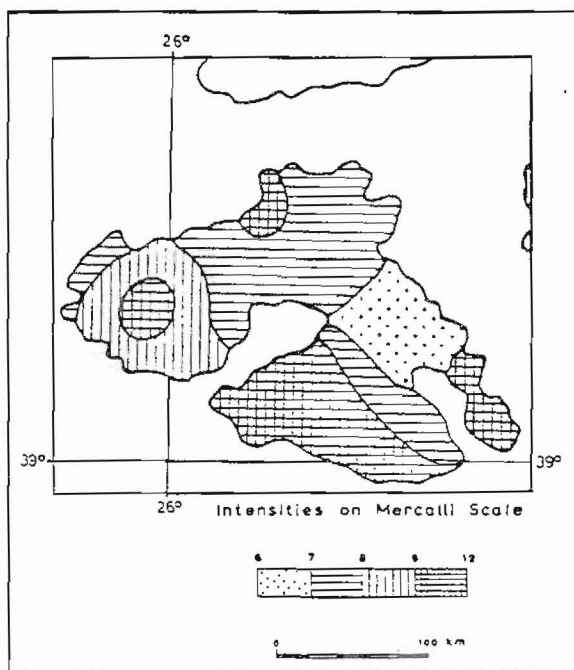
1900-1985 EARTHQUAKES IN HYLITHINI AREA

Σχήμα 1. Διασπορά επικέντρων σεισμών με μέγεθος  $\geq 4.0$  Richter στην ευρεία περιοχή της νήσου Λέσβου για την χρονική περίοδο 1900 - 1985. (Makropoulos and Burton 1981).

$M_a = 7.4$  ανά 50 χρόνια

Οι σεισμικές επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν στατιστικώς (Μακτοπούλος, 1978) για την ίδια χρονική περίοδο και με πιθανότητα 90% να μην τις υπερβούμε, είναι:

Για 1 χρόνο	60 cm / sec <sup>2</sup>	ή	0.06 g
Για 25 χρόνια	143 cm / sec <sup>2</sup>	ή	0.143 g



Σχήμα 2. Χάρτης μεγίστων σεισμικών εντάσεων που παρατηρήθηκαν στη νήσο Λέσβο κατά την περίοδο 1800-1986 (Α. Γαλανόπουλος - Ν. Δεληήμασης, 1971)

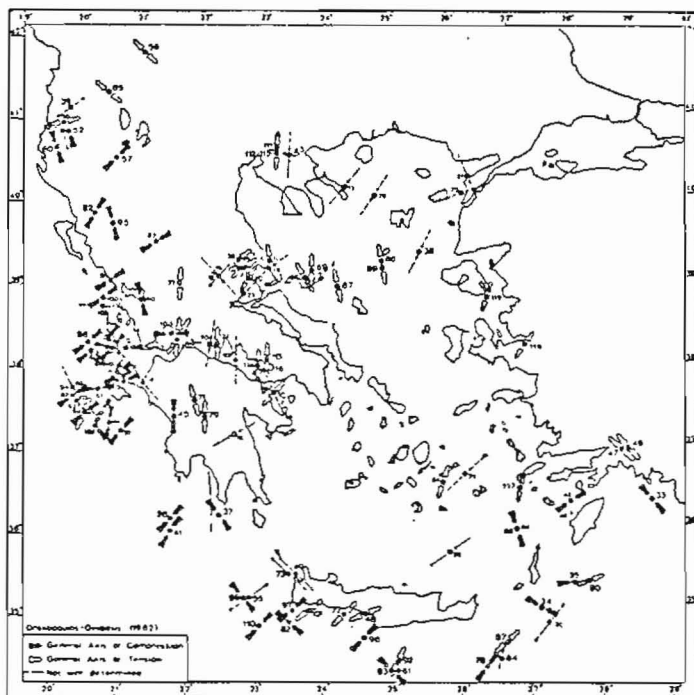
### 3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΛΑΣΙΟ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η τεκτονική εξέλιξη της νήσου Λέσβου επηρεάζεται από την ευρύτερη νεοτεκτονική εξέλιξη του Αιγαίου που άρχισε κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου (15 εκατομμύρια χρόνια περίπου), προκαλώντας μεγάλες κατακόρυφες μετακινήσεις κυρίως στο Κρητικό Πέλαγος.

Μέχρι σήμερα ένας μεγάλος αριθμός Ελλήνων και ξένων ερευνητών προσπάθησε να ερευνήσει και να ερμηνεύσει την ενεργό τεκτονική του Αιγαίου. Έτσι δημιουργήθηκαν δύο τάσεις ή σχολές: η πρώτη που αναπτύχθηκε από τους McKenzie, Le Pichon, Papazachos κ.α. προσπαθεί να εξηγήσει το φαινόμενο με βάση τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών ενώ δεύτερη στηρίζεται στη θεωρία του θερμοδιαπειρισμού και υποστηρίχθηκε από τον Μακρή (1978).

Συμπερασματικά η γεωδυναμική εξέλιξη του Αιγαίου διήλθε από 4 φάσεις. Κατά τη 4η και τελευταία φάση, που άρχισε στο Μέσο Πλειστόκαινο και συνεχίζεται μέχρι σήμερα, το Αιγαίο

διευρύνεται υπό την επίδραση εφελκυστικών τάσεων. Η παρατήρηση αυτή έχει επιβεβαιωθεί από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών που έχουν γίνει στην περιοχή του Αιγαίου (Δρακόπουλος-Δελημπασής 1982). Όπως φαίνεται στο σχήμα 3, στην ανατολική περιοχή του Αιγαίου (νήσος Λέσβος κ.λ.π.), η διεύθυνση των εφελκυστικών τάσεων είναι ΒΒΑ - ΝΝΔ. Οι τάσεις αυτές είναι υπεύθυνες για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της νήσου Λέσβου.



Σχήμα 3. Διευθύνσεις των διατμητικών τάσεων στην περιοχή του Ελληνικού χώρου όπως υπολογίστηκαν από επιφανειακούς σεισμούς  $M \geq 5.4$  (Ι. Δρακόπουλος-Ν. Δελημπασής, 1982).

Από την τεκτονική ανάλυση των ρηγμάτων και των μικροδιαρρήξεων της νήσου Λέσβου, που έγινε από ερευνητική ομάδα του ΙΓΜΕ (Κατσικάτσος κ.α. 1982), προέκυψαν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

1. Στη Λέσβο υπάρχουν 3 κύρια συστήματα διαρρήξεων με διευθύνσεις:

- I) Β  $40^\circ - 60^\circ$  Δ
- II) Β  $30^\circ - 60^\circ$  Δ
- III) Α - Δ

2. Το σύστημα ΒΑ διευσύνσεως επικρατεί στο ΝΑ τμήμα του νησιού.

3. Οι διαρρήξεις ΒΔ-ΝΔ και Α-Δ διευσύνσεως, παρουσιάζουν παράλληλη διάταξη με τις διευθύνσεις των ακτών του νησιού. Το

γεγονός αυτό συνηγορεί στο ότι οι διαρρήξεις αυτές διαμόρφωσαν τις σημερινές ακτές.

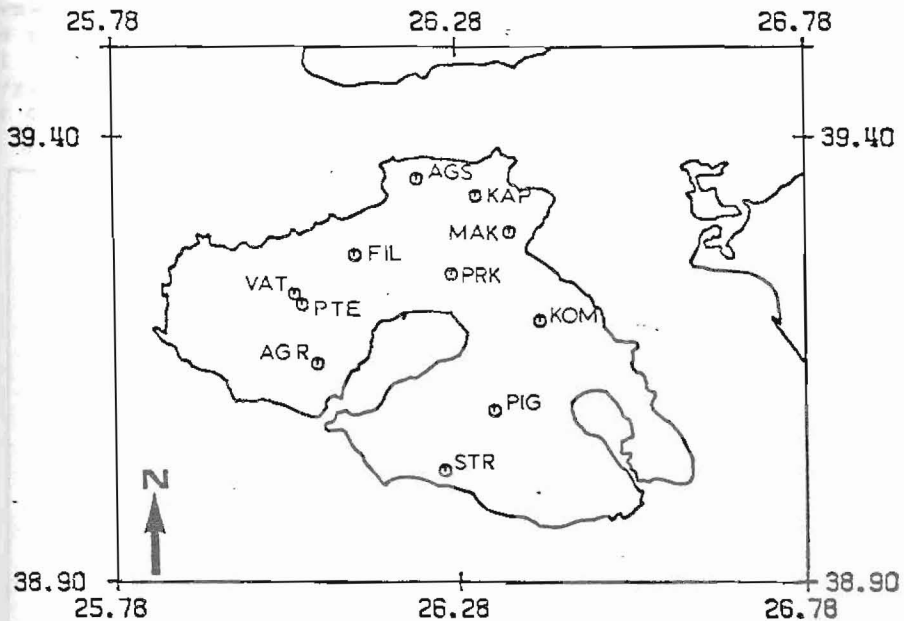
4. Τα ρήγματα με ΒΔ διεύθυνση είναι τα παλαιότερα.

Η ύπαρξη αυτών των τριών κυρίων συστημάτων διάρρηξης επιβεβαιώθηκε και από την ανάλυση των δορυφορικών εικόνων LANDSAT 1 της νήσου (Κατοικάτος κ.α. 1982). Η μόνη διαφορά που παρατηρείται είναι η εμφάνιση ενός συστήματος ρηγμάτων με διεύθυνση Β-Ν, ενώ το σύστημα Α-Δ ελάχιστα εμφανίζεται.

#### 4. ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ - ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Οι εργασίες υπαίθρου άρχισαν την 25η Νοεμβρίου 1987 με την μεταφορά και εγκατάσταση 9 φορητών σεισμολογικών σταθμών τύπου MEQ 800 στην νήσο.

Η επιλογή των θέσεων βασίστηκε σε ορισμένα κριτήρια, όπως είναι ο μικρός εδαφικός θόρυβος, η καλή ποιότητα εδάφους και η εύκολη προπέλαση. Όπως φαίνεται και στο σχήμα 4 οι 9 σταθμοί που είχαν μία κατακόρυφη συνιστώσα Ζ, κάλυψαν το κεντρικό μέρος της νήσου συνολικής έκτασης 900 km<sup>2</sup>. Η απόσταση μεταξύ των σταθμών κυμαίνονταν μεταξύ 8 και 12 km. Ο 10ος σταθμός, τύπου Sprengnether τριών συνιστωσών (Ζ, Ν-Σ, Ε-Ψ) είναι εγκατεστημένος στο κέντρο περίπου της περιοχής έρευνας, στο χωριό Αγία Παρασκευή, και ανήκει στο δίκτυο του Αστεροσκοπείου Αθηνών.



Σχήμα 4. θέσεις σταθμών σεισμολογικού δικτύου νήσου Λέσβου.

Οι μεγεθύνσεις των σταθμών κυμαίνονταν από 50000 - 200000 (72dB - 84dB), ανάλογα με τον εδαφικό θόρυβο κάθε σταθμού. Για να είναι οι μετρήσεις των σεισμών επεξεργάσιμες, έγινε βαθμονόμηση των οργάνων και κατασκευάστηκαν οι καμπύλες

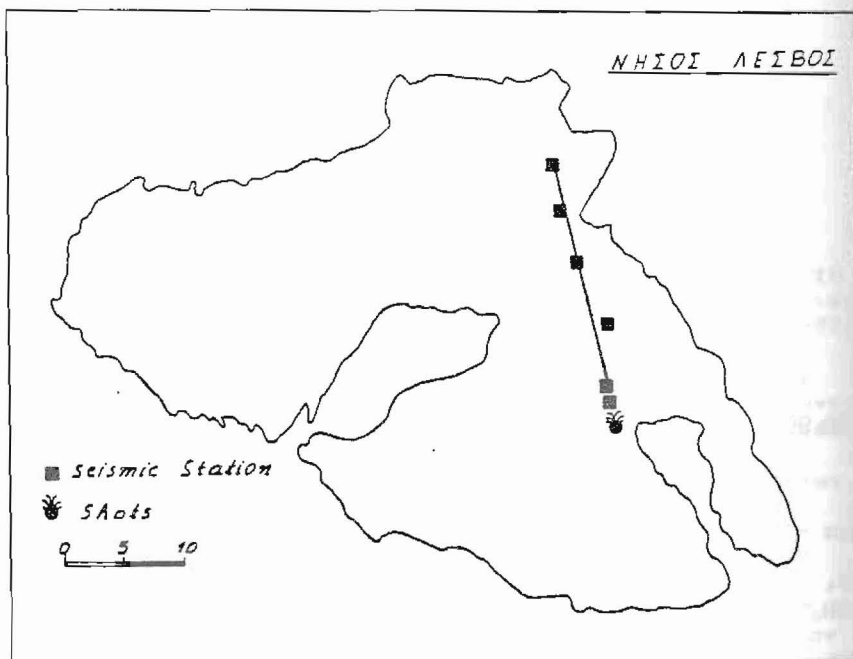
απόκρισης αυτών για διάφορες θέσεις απόκρισης.

Η μικροσεισμική έρευνα δεν περιορίστηκε μόνο στην περιοχή ενδιαφέροντος, αλλά σε ολόκληρη τη νήσο και τη γύρω περιοχή. Για τον σκοπό αυτό, αναλύθηκαν όλοι οι σεισμοί που είχαν διαφορά S-P μικρότερη των 18 sec (μέση απόσταση μέχρι 100 χλμ. περίπου).

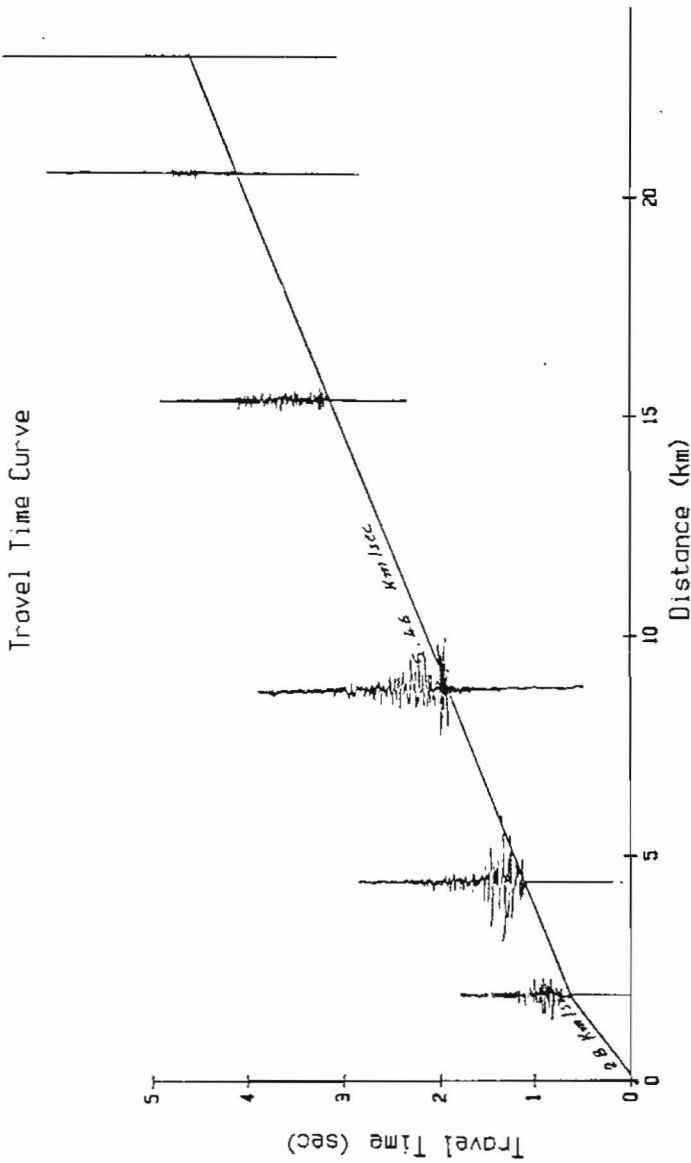
#### 4.1. Επιλογή μοντέλου ταχυτήτων

Για να έχουμε μεγαλύτερη ακρίβεια στον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων απαιτείται ένα μοντέλο ταχυτήτων που να ανταποκρίνεται όσο το δυνατόν καλύτερα στη γεωλογική δομή της περιοχής. Η επιλογή του έγινε μεταξύ δύο κυρίως μοντέλων τα οποία είχαν προταθεί για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Το ένα προέκυψε από το σεισμικό προφίλ βάθους που έγινε από τον Μακρή (1977) και το άλλο από τον Παναγιωτόπουλο (1984), ο οποίος χρησιμοποίησε τις καταγραφές των σεισμών της Χαλκιδικής το 1978 και των Αλκυονίδων το 1981.

Επειδή τα δύο αυτά μοντέλα διαφέρουν μεταξύ τους και αναφέρονται στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, πραγματοποιήσαμε ένα σεισμικό προφίλ, ώστε το μοντέλο που θα χρησιμοποιούσαμε να ήταν περισσότερο αντιπροσωπευτικό της περιοχής, κυρίως για τα μικρά βάθη. Το προφίλ αυτό είχε μήκος 25km και κάλυψε όπως φαίνεται και στο σχήμα 5, την ανατολική πλευρά της περιοχής έρευνας. Στο προφίλ χρησιμοποιήθηκαν 6 σταθμοί ανά 3-4 km και έγιναν 6 εκρήξεις σε δύο λατομεία που υπάρχουν κοντά στο χωριό Κεραμιά. Οι εκρήξεις ήταν 80, 100 και 120 kg και έγιναν σε βάθος 10 μέτρων. Το σχήμα 5 δείχνει τις θέσεις των σταθμών και των εκρήξεων ενώ το σχήμα 6 τις καμπύλες χρόνου διαδρομής.



Σχήμα 5. Σεισμικό προφίλ διάθλασης Κεραμειάς-Μανταμάδου.



Σχήμα 6. Καμπύλες χρόνου-διαδρομής από το σεισμικό προφίλ διάθλασης κατά μήκος Κεραμειάς - Μανταμάδου.

Εφαρμόζοντας τα τρία παραπάνω μοντέλα σε δύο υπολογιστικά προγράμματα, τα HYPO 71 και HYPOCENT (Lee et al., 1972) συγκρίνοντας κάθε φορά τις εστιακές παραμέτρους των σεισμών και κάνοντας διάφορες τροποποιήσεις καταλήξαμε στο ακόλουθο μοντέλο ταχυτήτων.

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι  
Μοντέλο ταχυτήτων Λέσβου

ΒΑΘΗ (km)	ΤΑΧΥΤΗΤΑ (km / sec)
0.0	2.8
0.5	5.1
3.0	6.0
20.0	6.6
33.0	7.7
40.0	8.1

Το μοντέλο αυτό έδωσε τα καλύτερα αποτελέσματα από πλευράς χρονικών υπολοίπων (Residuals), και κυρίως τα μικρότερα σφάλματα στα εστιακά βάθη.

#### 4.2. Υπολογισμός των μεγεθών

Ο υπολογισμός των μεγεθών των σεισμών έγινε από τη διάρκεια καταγραφής κάθε σεισμού χρησιμοποιώντας τη σχέση:

$$M_L = a - \log D + b - \Delta + c$$

όπου  $a$ ,  $b$  και  $c$  σταθερές που υπολογίζονται από δεδομένα για τα οποία υπάρχουν μεγέθη  $M_L$  από σειсмоγράφο Wood-Anderson,  $D$  είναι η διάρκεια καταγραφής του σεισμού από την είσοδο του  $P$  κύματος μέχρις ότου το πλάτος της κίνησης δεν υπερβεί τα 2mm από κορυφή σε κορυφή (Lee et al. 1972) και  $\Delta$  είναι η επικεντρική απόσταση σε χιλιόμετρα.

Επειδή οι σεισμοί που καταγράφηκαν ήταν πολύ μικρού μεγέθους και δεν καταγράφηκε κανένας από τους σεισογράφους Wood-Anderson του σταθμού της Αθήνας ή από τους αντίστοιχους σταθμούς της Μικράς Ασίας, χρησιμοποιήθηκαν οι σταθερές  $a$ ,  $b$ ,  $c$  που είχαν βρεθεί από παρόμοιες εργασίες, που έγιναν στον Ελληνικό χώρο από τους Leydecker (1975), Κιρατζή - Παπαζάχος (1984).

Οι τελικές σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν είναι:

$$M_L = 2.31 - \log(T) + 0.0012 - D + 0.73 \quad (\text{Κιρατζή-Παπαζάχος, 1984})$$

$$M_L = 0.3 + 1.55 - T + 0.001 - D \quad (\text{Leydecker 1975})$$

όπου  $T$  η διάρκεια αναγραφής του σεισμού και  $D$  η επικεντρική απόσταση σε km.

Επίσης υπολογίστηκαν επιλεκτικά τα επιφανειακά μεγέθη ( $M_s$ ), μερικών μεγάλων κυρίως σεισμών από τα μέγιστα πλάτη αναγραφής με εφαρμογή του τύπου για τον Ελληνικό χώρο:

$$M_s = 1.041 \cdot \log a + 1.42 \cdot \log \Delta + 0.20 \quad (\text{Papazachos-Vasilicou 1966})$$

όπου  $\Delta$  η επικεντρική απόσταση σε χιλιόμετρα και  $a$  η πραγματική εδαφική κίνηση του μεγίστου πλάτους αναγραφής σε μικρά. Ο υπολογισμός της πραγματικής εδαφικής κίνησης έγινε διαιρώντας τα μέγιστα πλάτη αναγραφής, με τη δυναμική μεγένθυση του σταθμού. Η δυναμική μεγένθυση βρέθηκε από τις καμπύλες βαθμονόμησης του σταθμού σε συνάρτηση με τη συχνότητα του κύματος.

### 5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Από την ανάλυση των σειсмоγραμμάτων υπολογίστηκαν συνολικά για τον ευρύτερο χώρο της Λέσβου 1007 σεισμοί με μεγέθη από 0.0 - 4.0 R και εστιακά βάθη μεταξύ 0 - 58 km. Οι τιμές του σφάλματος RMS ήταν μικρότερες του 0.45 ενώ το μέγιστο σφάλμα στον υπολογισμό του βάθους για την ευρύτερη περιοχή ήταν μικρότερο από 1km και για την περιοχή που οριοθετείται από τις θέσεις των σταθμών μικρότερο από 0.3km.

Όπως φαίνεται από τη διασπορά των επικέντρων (σχήμα 7), η νήσος περιβάλλεται από ενεργές ρηξηγενείς ζώνες. Μεγαλύτερη δραστηριότητα παρουσιάζει η βόρειο - βορειοδυτική και η νότιοδυτική περιοχή παρά η ανατολική. Η παρατήρηση αυτή επιβεβαιώνεται και από τη μέχρι τώρα προϊστορία της νήσου.

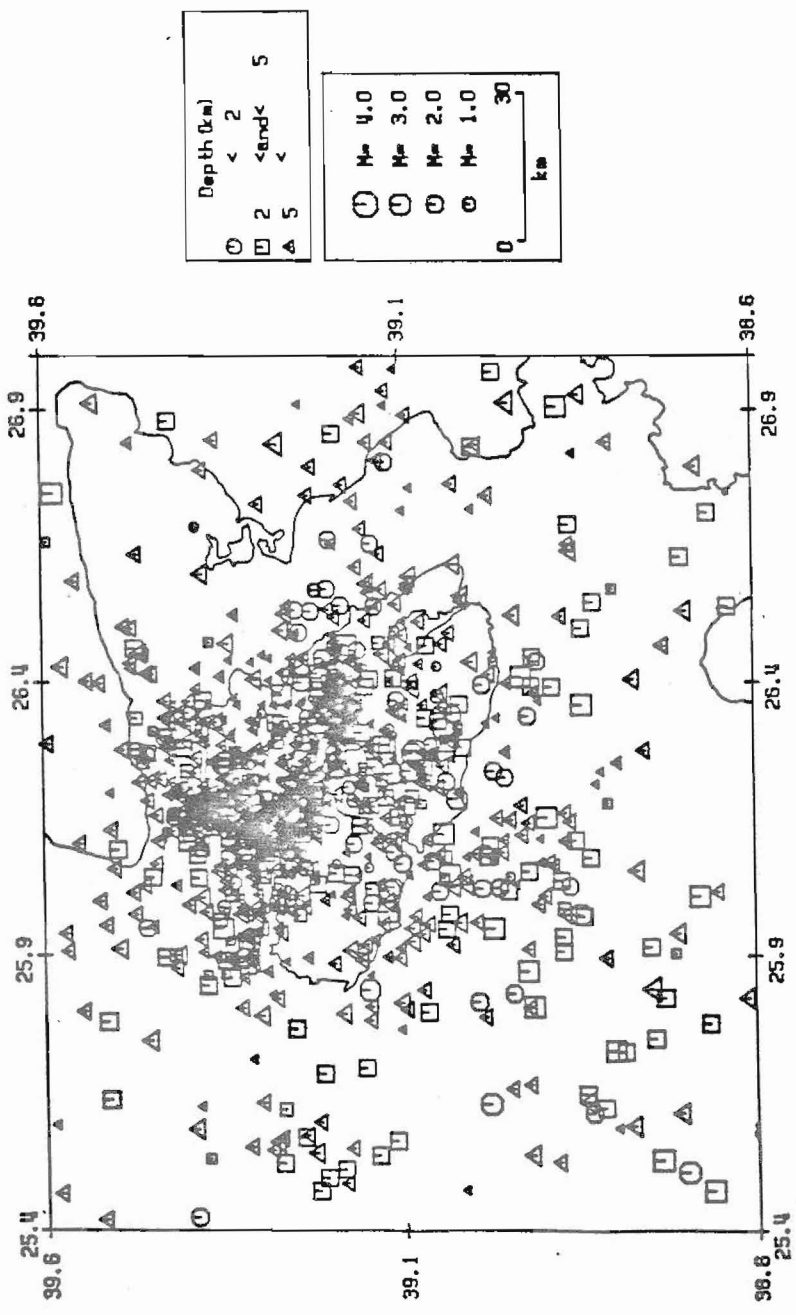
Τα σχήματα 8 και 9 περιλαμβάνουν την κατανομή των επικέντρων κυρίως στη νήσο Λέσβο και μικρή θαλάσσια έκταση και περιέχουν 698 μικροσεισμούς από τους οποίους οι 254 έχουν εστιακό βάθος μικρότερο των 5km (σχήμα 9). Και τα δύο σχήματα δείχνουν καθαρά την ύπαρξη μίας κύριας σεισμικής ζώνης που χωρίζει το νησί σε δύο μέρη. Η ζώνη αυτή διέρχεται από τις περιοχές Θέρμης, Καλλονής, Αγίας Παρασκευής και διευθύνεται προς τα ΒΔ στην περιοχή της Πέτρας. Στο σημείο αυτό κάμπτεται προς βορράν προς τη Μηθύμνα και καταλήγει σε μία βόρεια υποθαλάσσια ρηξηγενή ζώνη.

Από τη σύγκριση των δύο παραπάνω σχημάτων προκύπτει ότι μέσα στην κύρια σεισμική ζώνη (γραμμοσκιασμένη περιοχή), δεν περιλαμβάνονται σεισμοί με εστιακά βάθη μικρότερα των 5km. Το ίδιο φαινόμενο παρατηρείται και στα ΒΑ του κυρίως σεισμικού τόξου. Μία άλλη περιοχή όπου καταγράφηκε μικρός αριθμός σεισμών με βάθη μεγαλύτερα των 5km, βρίσκεται στα δυτικά της νήσου, περιοχή Ερεσσού.

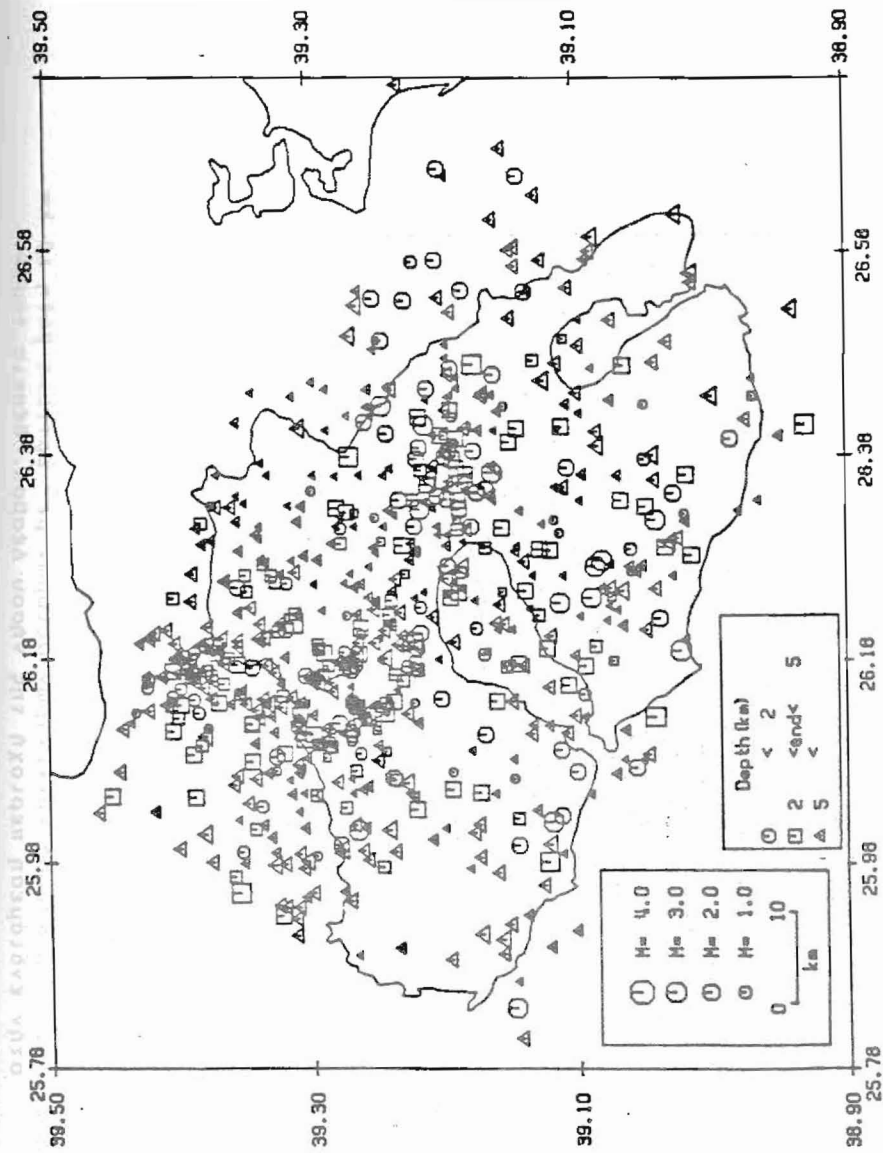
Στο κεντρικό τμήμα της νήσου που περικλείεται από το σεισμολογικό δίκτυο και παρουσιάζει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον από γεωθερμικής άποψης, καταγράφηκαν συνολικά 337 σεισμοί με μεγέθη από 0.0 - 3.4 R. Λόγω της θέσης των σταθμών, η ακρίβεια στον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων είναι πολύ ικανοποιητική. Η κατανομή των επικέντρων και σ' αυτήν την περιοχή, δείχνει καθαρά τους δύο κλάδους της σεισμικής ζώνης.

Στις δύο τομές (σχήματα 10,11), διαγράφονται καθαρά τόσο οι περιοχές που παρατηρείται απουσία σεισμών με βάθη μικρότερα των 5km, όσο και οι διευθύνσεις και κλίσεις των ενεργών σεισμικών επιφανειών.

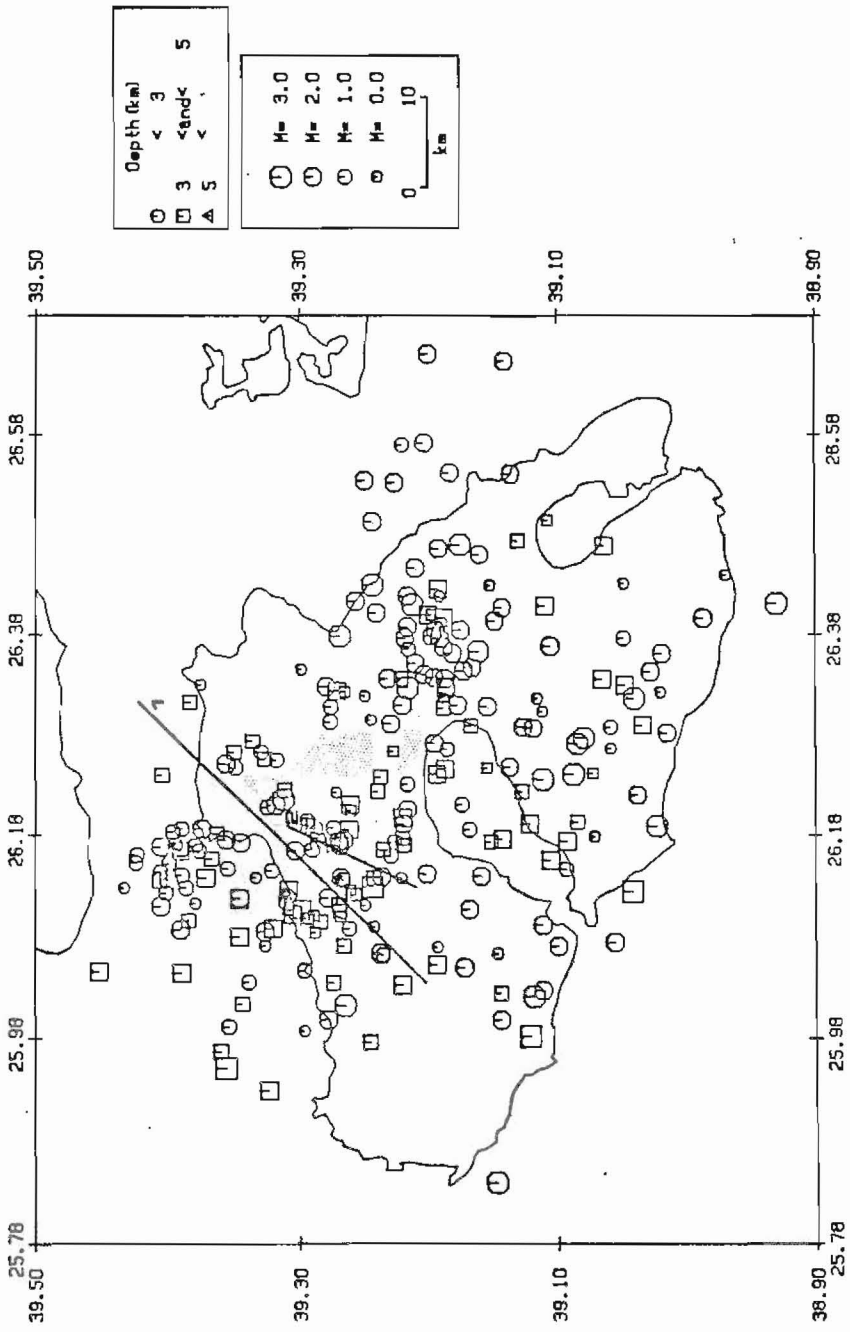
Όπως ήδη αναφέρθηκε, ολόκληρη η νήσος Λέσβος φιλοξενεί εστίες σεισμών μικρού μεγέθους. Μόνο μία μικρή περιοχή στα δυτικά της νήσου στερείται σεισμών. Η περιοχή αυτή, ή περιοχή Ερεσσού, περικλείεται από σεισμούς που έχουν εστιακά βάθη μεγαλύτερα των 5km. Οι σεισμοί με αυτά τα βάθη κυριαρχούν σε ολόκληρη τη νήσο σε αντίθεση με τους σεισμούς με βάθη μικρότερα των 5km που επικρατούν κυρίως στο κυρτό μέρος της κεντρικής σεισμικής ζώνης. Η κυριαρχία των βαθύτερων σεισμών ( $h > 5\text{km}$ ) σε σχέση με τους επιφανειακούς ( $h < 5\text{km}$ ) μαρτυρεί ότι η σεισμικότητα επιφάνειας επηρεάζεται πιθανότατα από τους βαθύτερους σεισμούς.



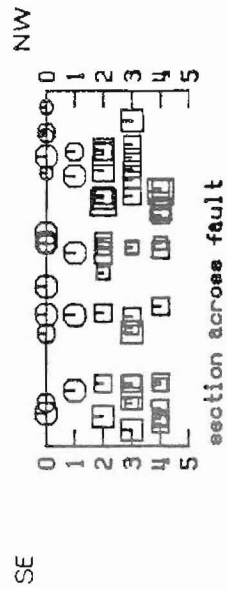
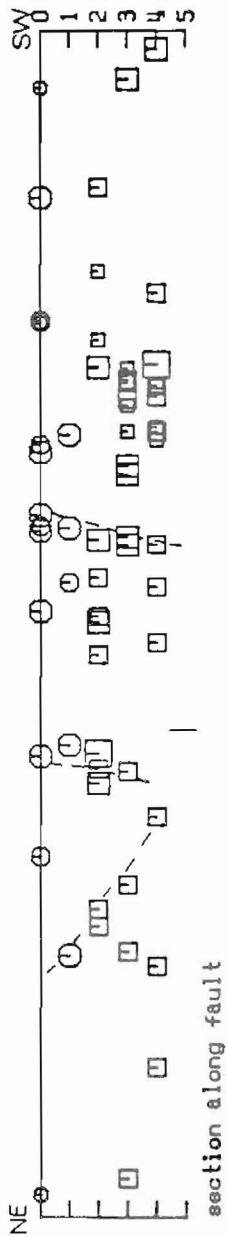
Σχήμα 7. Διασπορά επικέντρων στην ευρεία περιοχή της νήσου Λέσβου.



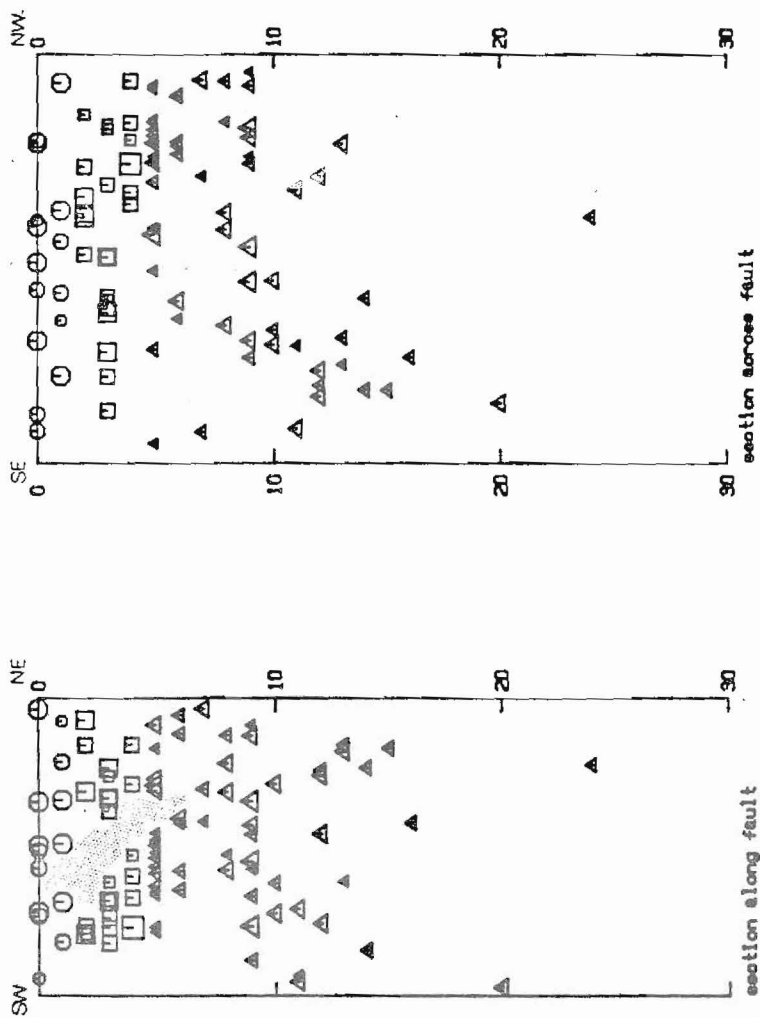
Σχήμα 8. Διασπορά επικέντρων στην ενδιάμεση περιοχή της νήσου Λέσβου.



Σχήμα 9. Διασπορά επικέντρων σεισμών με εστιακά βάθη  $\leq 5$  km στην ενδιάμεση περιοχή της νήσου Λέσβου. Θέσεις τομών.



Σχήμα 10. Κάθετη τομή 1 (σχήμα 9).



Σχήμα 11. Κάθετη τομή 2 (σχήμα 9).

Συγκρίνοντας τη διασπορά των επικέντρων στη νήσο Λέσβο με τον τεκτονικό ιστό της νήσου που έχει προταθεί από την ερευνητική ομάδα του ΙΓΜΕ, σχήμα 12, παρατηρούμε ότι όλες οι μάκρο και μικρο διαρρήξεις, φιλοξενούν τουλάχιστον μία εστία.

Εξετάζοντας τις κάθετες τομές που κάναμε σε ορισμένα τμήματα της νήσου, παρατηρούμε ότι σε όλες τις περιπτώσεις διαγράφονται χαρακτηριστικά όχι μόνο οι διευθύνσεις των κύριων σεισμικών γραμμών αλλά και οι κλίσεις τους. Η χαρτογράφηση των γραμμών αυτών με τη βοήθεια και της διασποράς των επικέντρων, μας έδωσε το χάρτη των ενεργών σεισμικών γραμμών της νήσου Λέσβου (σχήμα 13). Χαρακτηριστικό των σεισμικών αυτών γραμμών είναι ότι έχουν, στο σύνολό τους σχεδόν, ΒΔ - ΝΑ διεύθυνση. Η παρατήρηση αυτή μαρτυρεί ότι το ρηξηγενές σύστημα ΒΔ - ΝΑ διεύθυνσης είναι περισσότερο ενεργό από το δεύτερο σύστημα ΒΑ - ΝΔ διεύθυνσης.

Το σεισμικό κέντρο που παρατηρείται στο ανατολικό μέρος της νήσου (περιοχή Λάμπρου Μύλοι-Κώμη) αποδίδεται στη διασταύρωση δύο σεισμικών γραμμών με αντίθετες διευθύνσεις. Όπως είναι γνωστό στα σημεία που τέμνονται δύο ρηξηγενείς ζώνες παρατηρείται πάντα αυξημένη σεισμική δραστηριότητα.

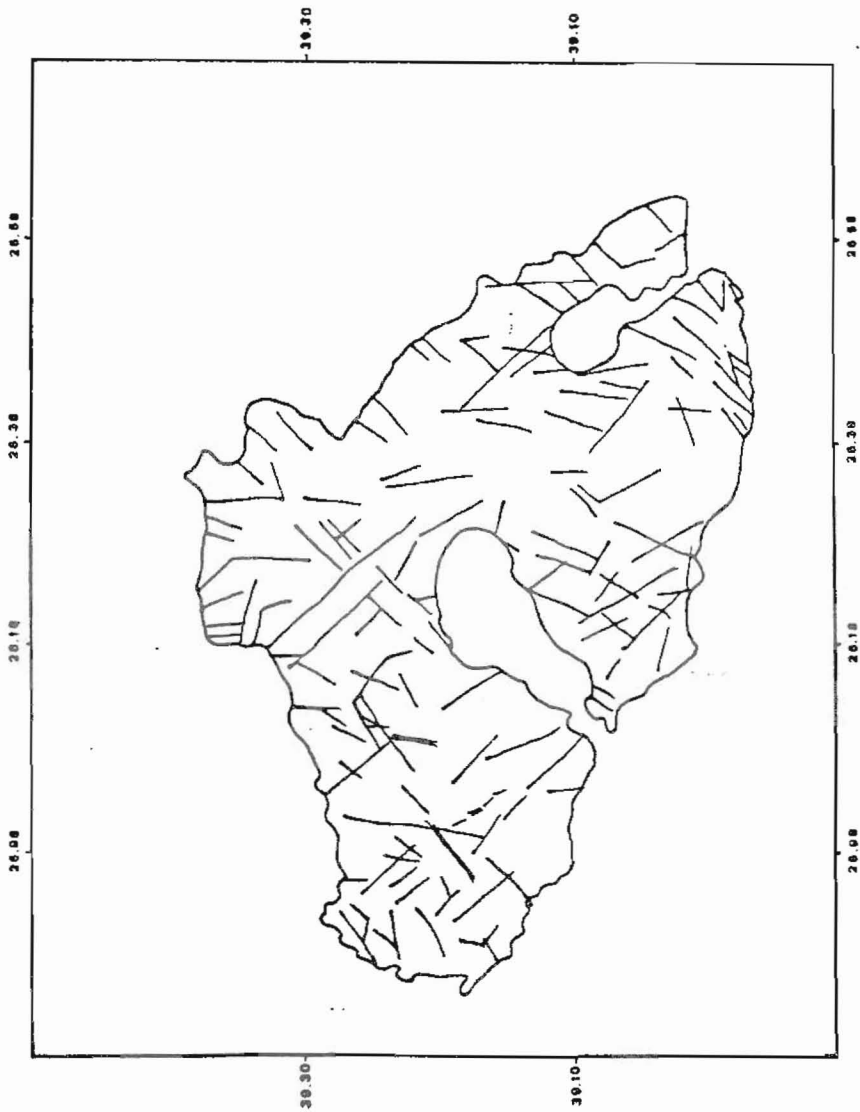
#### 6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Όπως έδειξαν οι αναλύσεις των σεισμών που καταγράφηκαν στο χρονικό διάστημα Δεκεμβρίου '87 - Ιανουαρίου '88 και η προϊστορία της νήσου, η Λέσβος έχει υψηλή σεισμική δραστηριότητα. Η καταγραφή 1007 σεισμών με μεγέθη από 0.0 - 4.0 R και σε απόσταση μέχρι 100km, είναι ένας μεγάλος αριθμός που δείχνει ότι η νεοτεκτονική εξέλιξη της νήσου και της γύρω περιοχής, συνεχίζεται.

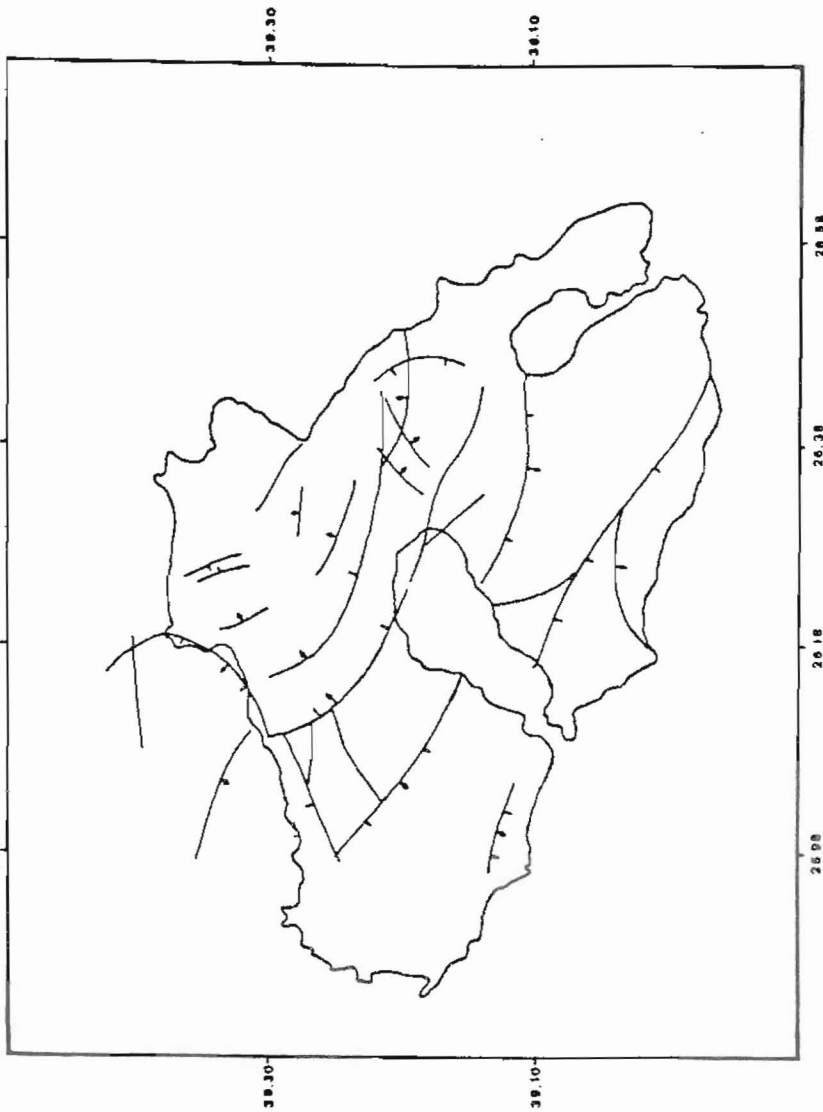
Χαρακτηριστικό της διασποράς των επικέντρων, τόσο στην κεντρική περιοχή όσο και σε ολόκληρη τη νήσο, είναι η ύπαρξη μιας κύριας σεισμικής ζώνης τοξοειδούς μορφής, που διαχωρίζει το νησί σε δύο μέρη. Υπάρχουν επίσης και άλλες σεισμικές ζώνες μικροτέρων διαστάσεων, που τις χαρακτηρίζουμε σαν δευτέρας τάξεως και βρίσκονται κυρίως στο ΒΑ κούλο μέρος της κύριας ζώνης. Οι ζώνες αυτές όπως και η κύρια σεισμική ζώνη περικλείουν περιοχές στις οποίες δεν παρατηρούνται σεισμοί με βάθος μικρότερο των 5km. Οι περιοχές αυτές συμπίπτουν με την ευρύτερη περιοχή του κούλου μέρους του τόξου, όπου οι σεισμικές ακτίνες παρουσιάζουν απορρόφηση ή εξασθένηση των εγκάρσιων κυμάτων.

Η χωρική διασπορά των υποκέντρων έδειξε ότι, τόσο για την κεντρική περιοχή, όσο και για ολόκληρη τη νήσο, το πλέον ενεργό ρηξηγενές σύστημα είναι αυτό που έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Οι κάθετες τομές που έγιναν στην περιοχή ενδιαφέροντος δείχνουν ότι οι ρηξηγενείς επιφάνειες έχουν κυρίως ΒΔ διεύθυνση και κλίση προς τα ΒΑ. Τα βάθη των διαρρήξεων αυτών ξεπερνούν τα 5 km. Η παρουσία μεγάλου αριθμού μικροσεισμών, μικρού εστιακού βάθους (0 - 2 km), κατά μήκος των ρηξηγενών γραμμών, είναι πιθανό να οφείλεται στην κυκλοφορία θερμού υλικού δια μέσου του τεκτονικού ιστού. Επίσης ορισμένες περιοχές στο κεντρικό και βόρειο μέρος του νησιού και συγκεκριμένα οι περιοχές Καλλονής, Αγίας Παρασκευής, Στύψης και Πέτρας, στερούνται σεισμών βάθους μικρότερου των 5 km.

Οι παρατηρήσεις αυτές, μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι, οι περιοχές πρέπει να παρουσιάζουν γεωθερμικό ενδιαφέρον. Η



Σχήμα 12. Χάρτης ρημάτων της νήσου Λέσβου που προέκυψαν από την ανάσση δομορικών εικόνων (Κατσικτάσος κ.α. 1982).



Σχήμα 13. Ενεργές σεισμικές γραμμές της νήσου Λέσβου.

απουσία σεισμών μικρού βάθους και η ολική ή μερική εξασθένηση των S κυμάτων, ο'αυτές, πρέπει πιθανόν να οφείλεται στην ύπαρξη θερμής μάζας ή στην κυκλοφορία θερμού ύδατος στις ρηξηγενείς επιφάνειες των ρηγμάτων.

Η συσχέτιση αυτών των παρατηρήσεων με τις αντίστοιχες γεωλογικές παρατηρήσεις και γεωφυσικές μετρήσεις, θα βοηθήσει στον καλύτερο καθορισμό της περιοχής ή των περιοχών που παρουσιάζουν μεγαλύτερο γεωθερμικό ενδιαφέρον.

#### ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θεωρούν απαραίτητο να ευχαριστήσουν τον Αναπληρωτή Καθηγητή Κ. Μακρόπουλο για την χρήση προγραμμάτων Η/Υ κατά την παρουσίαση των αποτελεσμάτων.

#### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agarwal, N. K., Jacoby, W. R., and Berckhener, H., 1976: Teleseismic P waves travelttime Residuals and Deep Structure of the Aegean Region. "Tectonophysics" Vol. 31, pp.33 - 57.
- Delibasis, N.D, and J. Drakopoulos., 1974: Focal mechanism of earthquakes in the north Aegean Sea, 1965 - 1968, and related problems. "The XIII general assembly of the European Seismological Commission". Part 1, Brasov, 28 August. 5th Sept. 1972.
- Δελημπασης Ν, Δ., 1981: Απορρόφηση Σεισμικών κυμάτων και Δομή του Φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου. "Διατριβή επί Υψηλοσολίου", Παν/μιο Αθηνών. pp. 116.
- Delibasis M. D., 1982: Seismic Wave Attenuation in the Upper Mantle beneath the Aegean Region. "Pageoph" Vol. 120, pp 820 - 839.
- Drakopoulos, J., and N.D. Delibasis., 1973: Volcanic microearthquake activity in Melos Greece. "Ann. di Geofisica" Vol. XXVI, N 1, pp.131 - 153.
- Drakopoulos, J., and N.D. Delibasis., 1974: Balkan region catalogue of earthquake. "Unesco project office" Skopje, Shebalin N. V., Karnik, V. and D. Hadzievski, (Editors).
- Drakopoulos, J., and N.D. Delibasis., 1982: The focal Mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947- 1981. "Publ. No 2, Seism. Lab. of Athens University" pp. 130.
- Fytikas, M.D., F. Innocenti, P. Manetti, R. Marruoli, A. Peccerillo and L. Villar, 1985: Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. "The Geol. Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication of the Geological Society. No 17 Blackwell Scientific Publications. Oxford
- Galanopoulos A. G., 1960: A catalogue of shocks with  $I_0 \geq VI$  or  $M \geq 5$  for the years 1801-1958, Athens pp. 122.
- Galanopoulos A. G., 1961: A catalogue of shocks with  $I_0 \geq VII$  for the years prior to 1800. "Athens" pp. 20.
- Galanopoulos A.G., 1963: On Mapping of seismic activity in Greece. "Ann di Geof". Vol.16, pp.37 - 100.
- Γαλανόπουλος Α., και Ν.Δ. Δελημπασης, 1971: Χάρτης Ισοσειστών μεγίστης σεισμικής έντασης που παρατηρήθηκε στον Ελληνικό χώρο κατά την περίοδο 1800 - 1970. "Παν/μιο Αθηνών".

- Galanopoulos A. G., 1968: On Quantitative Determination of Earthquake Risk. "Ann. di Geofis". Vol. 21, pp. 193 - 206.
- Gregersen, S., 1977: P. Wave Travel - Time residuals caused by a Dipping Plate in the Aegean arc. in Greece. "Tectonophysics" Vol.37, pp. 83 - 93.
- Jacobshagen V., and J. Makris., 1974: Zur Geodynamic Griechenlands und und der Agais. "Nachr. Deutsch. Ges". 9, pp. 78 - 85.
- Κατσικάτος Γ., Ματαράγκας Δ., Μιγκίρος Γ., και Ε.Τριανταφύλλου., 1982: Γεωλογική Μελέτη νήσου Λέσβου. "Ινστιτ. Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών". Τομ. Ι και ΙΙ.
- Kiratzi A. A and B. C. Papazachos., 1984: Magnitude scales for Earthquakes in Greece. "Bull. Seism. Society of America". Vol. 74, No 3, pp. 969 - 985.
- Kronberg P., and R. Gunther., 1977: Fracture patterns and principles of Crustal Fracturing in the Aegean region. "VI Colloquium of the Geology of the Aegean Region". Vol. II, pp. 893 - 906.
- Lee, W. H. K., Benett, R.E., Meagher, K. L., 1972: A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. "U.S. Geological Survey". Open file report.
- Leydecker, G., 1975: Seismizitäts Studien im Bereich der Peloponnes auf Grund von Präzision-sherdbestimmungen. "Berichte des instituts für Meteorologie und Geophysik der Univ". Frankfurt / Main. No 29.
- Makris, J., 1977: Geophysical investigations of the Hellenides. "Hamburger Geophysikalshe Einzelschriften". Reihe A. Heft 37, pp. 1 - 124.
- Makris, J., 1978: The crust and Upper-Mantle of the Aegean region obtained from deep seismic soundings. "Tectonophysics". Vol. 46, pp. 269 - 284.
- Makropoulos, K. C., 1978: The statistics of large-earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity. "PhD thesis, University of Edinburgh, Scotland. pp. 193.
- Makropoulos, K. C., and P. W. Burton. 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas. "Geophys. J. R. astr. Soc". Vol. 65, pp. 741 - 762.
- Mckenzie, D., 1978: Active Tectonics of the Alpine -Himalayan belt : the Aegean sea and surrounding region. "Geoph. J. R. Astr. Soc". Vol. 55, pp. 217 - 254.
- Mercier, J. L., Delibasis, N. D., et al. 1979: La neotectonique de l'arc Egean. "Rev. Geol. dynam. et de Geographie Phys". Vol. 21, F. 1, pp. 67 - 92.
- Παναγιωτόπουλος Γ. Δ. 1984: Καμπύλες χρόνου διαδρομής και δομή του θλώου των Ν. Βαλκανίων. "Διδακτορική Διατριβή". Θεσσαλονίκη. pp. 173.
- Panagiotoopoulos, G. D, and B. C. Papazachos., 1985: Travel times of Pn - waves in the Aegean and surrounding area. "Geophys. J. R. astr. Soc". Vol. 80, pp. 165 - 176.
- Papazachos, B. C., and A. Vasilicou., 1966: Studies on the magnitudes of earthquakes. "Progress Report in seismology and Physics of the Earth's interior". 1964 - 1966. pp.17-18.