

Ο	ΜΟΣ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟΥ
ΣΧ	ΜΟΥ & ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ
	(Ο . Α . Σ . Π .)
ΑΡΙΘΜ ΠΡΩΤ	2153
ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	18-12-87

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΕΛΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ
ΤΟΥ Ο.Α.Σ.Π.
" ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ "

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 1987

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα εργασία αποτελεί τη δεύτερη και τελική έκθεση που υποβάλλεται στα πλαίσια του προγράμματος "Μελέτη των σεισμών της Καλαμάτας", το οποίο ανατέθηκε από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (Ο.Α.Σ.Π.) στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και εκπονήθηκε κατά το χρονικό διάστημα από 1.10.1986 ως 1.11.1987.

Σύμφωνα με τους όρους της σύμβασης, στην έκθεση αυτή παρουσιάζεται ο επιστημονικός απολογισμός του προγράμματος, δηλαδή, τα συμπεράσματα που αφορούν τις παραμέτρους της εστίας του σεισμού της 13ης Σεπτεμβρίου 1986, την χρονική εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας και την κατανομή των μεγεθών των μετασεισμών. Επίσης, παρουσιάζονται οι παράμετροι σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής της πόλης της Καλαμάτας όπως επίσης και πληροφορίες που αφορούν το σεισμογόνο ρήγμα.

Οι ενέργειες που έγιναν για την επίτευξη των στόχων του προγράμματος είναι οι ακόλουθες:

- α) Συλλογή δεδομένων από προσωρινό δίκτυο φορητών σειсмоγράφων που εγκαταστάθηκε από το Εργαστήριο Γεωφυσικής και λειτούργησε στην περιοχή του σεισμογόνου ρήγματος το Σεπτέμβριο 1986.
- β) Επεξεργασία των δεδομένων του δικτύου των φορητών σειсмоγράφων με σκοπό τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων που καταγράφηκαν από το δίκτυο. Παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα των μόνιμων σεισμολογικών σταθμών του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.
- γ) Εξαγωγή των τελικών αποτελεσμάτων (κατασκευή χαρτών, πινάκων) και συγγραφή των σχετικών δημοσιεύσεων.

Στην εκπόνηση του προγράμματος αυτού συμμετείχαν οι Β. Παπαζάχος, Δ. Παναγιωτόπουλος, Π. Χατζηδημητρίου, Α. Κυρατζή, Γ. Καρακάσης, Ε. Παπαδημητρίου, Γ. Λεβεντάκης, Θ. Τσάπανος, Β. Καρακώστας, Ε. Σκορδύλης, Δ. Κοντοπούλου, Δ. Μουνιράκης, Χρ. Παπαϊωάννου και Κ. Πεφτιτσέλης.

Ευχαριστούμε θερμά όλους αυτούς που συνέβαλαν στην επιτυχή περάτωση του προγράμματός και ιδιαίτερα τον Ο.Α.Σ.Π. για την χρηματοδότησή του. Ευχαριστίες εκφράζονται στην κ.Δ. Βλάχου για την προσεκτική δακτυλογράφηση των κειμένων και στην κ.Κ.Παπαζάχου για την μεταφορά των σειсмоγράφων στην Καλαμάτα. Ευχαριστούμε, επίσης, την Επιτροπή Ερευνών του Α.Π.Θ, και ιδιαίτερα τις κ.κ.Χρ.Μπέστα, Α.Γεωργιάδη και Δ.Σκλαβούνου για τη βοήθεια που μας προσέφεραν διευκολύνοντας εξαιρετικά την οικονομική διαχείριση του προγράμματος.

2. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ

Τα αποτελέσματα του προγράμματος περιλαμβάνονται στις παρακάτω δύο εργασίες, περιλήψεις των οποίων περιγράφονται στη συνέχεια, ενώ ολόκληρες οι εργασίες περιλαμβάνονται στο κεφάλαιο 6 της παρούσας έκθεσης.

1. Παπαζάχος, Β.Κ., Κυρατζή, Α.Α., Καρακώστας, Β.Γ., Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ., Σκορδύλης, Ε.Μ. και Μουντράκης, Δ. **Ιδιότητες της μετασεισμικής ακολουθίας και του σειсмоγόνου ρήγματος του σεισμού της Καλαμάτας της 13ης Σεπτεμβρίου 1986. "Εμπειρίες από τον πρόσφατο σεισμό της Καλαμάτας, Ημερίδα Τ.Ε.Ε.-Τμ.Κεντρ.Μακεδονίας, Θεσσαλονίκη, 14.1.1987"** σελ.1-10, 1987.
2. Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Karacostas, B.G., Panagiotopoulos, D.G., Scordilis, E.M. and Mountrakis, D.M. **Surface fault traces, fault plane solution and spatial distribution of the aftershocks of the September 13, 1986 earthquake of Kalamata (southern Greece). "Pure and Applied Geophysics "**, 126, 1, 1988 (in press).

1. **Ιδιότητες της μετασεισμικής ακολουθίας και του σειсмоγόνου ρήγματος του σεισμού της Καλαμάτας της 13ης Σεπτεμβρίου 1986. "Ανακοίνωση στην Ημερίδα του Τ.Ε.Ε.-Τ.Κ.Μ, Θεσσαλονίκη, 14.1.1987"**, σελ.1-10, 1987. Παπαζάχος, Β.Κ., Κυρατζή, Α.Α., Καρακώστας, Β.Γ., Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ., Σκορδύλης, Ε. Μ. και Μουντράκης, Δ..

Στην εργασία αυτή εξετάστηκε η χρονική κατανομή των μετασεισμών με βάση τα δεδομένα του Εθνικού δικτύου των σεισμολογικών σταθμών, που αφορούσαν όλους τους μετασεισμούς με $M_S \geq 3,7$ που έγιναν στο διάστημα από 13 Σεπτεμβρίου ως το τέλος του Δεκεμβρίου του 1986. Η τιμή της παραμέτρου p βρέθηκε ίση με 1,26.

Μελετήθηκε η κατανομή των μεγεθών των μετασεισμών που καταγράφηκαν από τους φορητούς σειсмоγράφους του Εργαστηρίου Γεωφυσικής στο διάστημα 18-20 Σεπτεμβρίου 1986. Η τιμή της παραμέτρου b βρέθηκε ίση με 0,81.

Επίσης παρουσιάζονται στοιχεία που αφορούν το ρήγμα το ο-

ποίο προκάλεσε το σεισμό. Πρόκειται για νεοτεκτονικό κανονικό ρήγμα, με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ και μετάπτωση του δυτικού τεμαχίου.

2. Επιφανειακές διαρρήξεις, μηχανισμός γένεσης και χωρική κατανομή των μετασεισμών του σεισμού της 13ης Σεπτεμβρίου 1986 της Καλαμάτας (νότια Ελλάδα). "Pure and Applied Geophysics", 126, 1, 1988 (in press).

Β.Κ.Παπαζάχος, Α.Α.Κυρατζή, Β.Γ.Καρακώστας, Δ.Γ.Παναγιωτόπουλος, Ε.Μ.Σκορδύλης και Δ.Μ.Μουντράκης.

Στην εργασία αυτή παρέχονται πληροφορίες που αφορούν τις επιφανειακές εκδηλώσεις του ρήγματος που προκάλεσε τον κύριο σεισμό. Η μεγαλύτερη επιφανειακή διάρρηξη παρατηρήθηκε στην περιοχή ΒΑ της πόλης της Καλαμάτας με διεύθυνση Β-22⁰-Α και κλίση 72⁰ ΒΔ. Από τους σεισμούς που κατέγραψε το δίκτυο των φορητών σειсмоγράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής επιλέχθηκαν 39 μετασεισμοί, με βάση τα μικρότερα σφάλματα στον υπολογισμό των εστιακών τους παραμέτρων (1,1Κm μέσο σφάλμα στο επίκεντρο και 1,16Κm μέσο σφάλμα στο εστιακό βάθος). Από τη χαρτογράφηση των επικέντρων των σεισμών αυτών σε γεωμορφολογικό χάρτη φαίνεται ότι αυτά παρουσιάζουν ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση, η οποία συμπίπτει με τη διεύθυνση του νεοτεκτονικού ρήγματος και των επιφανειακών διαρρήξεων. Πληροφορίες που αφορούν τα δυναμικά χαρακτηριστικά της διάρρηξης δείχνουν, ότι αυτή άρχισε από το βόρειο τμήμα του ρήγματος, με τη γένεση του κύριου σεισμού στις 13.9.1986. Στη συνέχεια, επεκτάθηκε στο νότιο τμήμα του ρήγματος, κοντά στην πόλη της Καλαμάτας, όπου έγινε ο μεγαλύτερος σεισμός στις 15.9.1986, ενώ είχε προηγηθεί σεισμική ολίσθηση του κεντρικού τμήματος του ρήγματος. Τα χαρακτηριστικά τέλος του ρήγματος, σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού, δείχνουν ότι πρόκειται για αριστερόστροφο, κανονικό, λιστρικό ρήγμα.

Το ρήγμα είχε 15Κm μήκος και 11Κm πλάτος, ενώ η μέση σχετική μετάθεση των δύο τεμαχίων ήταν 12 cm.

3. ΣΧΕΤΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Το σημαντικότερο μέρος της βιβλιογραφίας παρατίθεται στο τέλος των εργασιών που περιλαμβάνονται στο 6ο κεφάλαιο της έκθεσης. Παρακάτω, αναφέρονται βασικές εργασίες που χρησιμοποιήθηκαν στην εκπόνηση του παρόντος προγράμματος.

- Aki, K. Characterization of barriers on an earthquake fault. "**J. Geophys. Res.**", 84, 6140-6148, 1979.
- Karakaisis, G.F., Karacostas, B.G., Papadimitriou, E.E., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C. Seismic sequences in Greece interpreted in terms of the barrier model. "**Nature**", 315, (6016), 212-214, 1985.
- Kelletat, D., Kowalczyk, G., Schröder, B. and Winter, K.P. A synoptic view in the neotectonic development of the Peloponnesian coastal regions. "**Z.d.t. geol.Ge.**", 127, 447-465, 1976.
- Kiratzi, A.A., Karakaisis, G.F., Papadimitriou, E.E. and Papazachos, B.C. Seismic source parameter relations for earthquakes, in Greece. "**Pure and Applied Geophysics**", 123, 27-41, 1985.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, E.E. and Rocca, A.Ch. Seismic faults in the Aegean area. "**Tectonophysics**", 106, 71-85, 1983.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M. and Karacostas, B.G. Seismotectonic properties of the Aegean area that restrict valid geodynamic models "**2nd Wegener/Medias Conference, Athens, May 14-16, 1986**", pp.1-16, 1986.
- Θεοδουλίδης, Ν.Π., Χατζηδημητρίου, Π.Μ., Παπαϊωάννου, Χ.Α., Παπαζάχος, Β.Κ. και Παπασταματίου, Δ.Ι. Σεισμική επικινδυνότητα και πιθανολογικά φάσματα απόκρισης για την Καλαμάτα. "**Ανακοίνωση στην Ημερίδα του Τ.Ε.Ε.-Τ.Κ.Μ., Θεσσαλονίκη, 14.1.1987**", σελ. 1-10, 1987.

4. ΠΡΟΣΘΕΤΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑΣ-ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΠΟΛΗΣ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

Με την βοήθεια των φορητών σειсмоγράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και του Εθνικού δικτύου των μόνιμων σεισμολογικών σταθμών, παρακολουθήθηκε η σεισμική δράση στην περιοχή της Καλαμάτας, η οποία ακολούθησε τον κύριο σεισμό της 13ης Σεπτεμβρίου 1986.

Στον πίνακα (I) δίνονται πληροφορίες που αφορούν το χρόνο γένεσης, τις συντεταγμένες των επικέντρων και τα μεγέθη του κύριου σεισμού και των μεγαλύτερων μετασεισμών ως τις 31 Δεκεμβρίου 1986.

Η στατιστική σχέση των Gutenberg και Richter $\log N = a - bM_s$, εφαρμόστηκε στην περίπτωση αυτή με δείγμα τους σεισμούς του πίνακα (I) και με τη βοήθεια της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων βρέθηκε ότι η καμπύλη (σχ.1) εκφράζεται από τη σχέση

$$\log N = 4,01 - 0,76M \quad (1)$$

Η τιμή της παραμέτρου $b (=0,76)$ της σχέσης (1) είναι σχετικά χαμηλή, αλλά βρίσκεται μέσα στα όρια που συνήθως έχει στις μετασεισμικές ακολουθίες.

Η χρονική κατανομή των μετασεισμών που περιλαμβάνονται στον πίνακα (I) ακολουθεί, όπως είναι τη σχέση της μορφής

$$n = n_1 t^{-p} \quad (2)$$

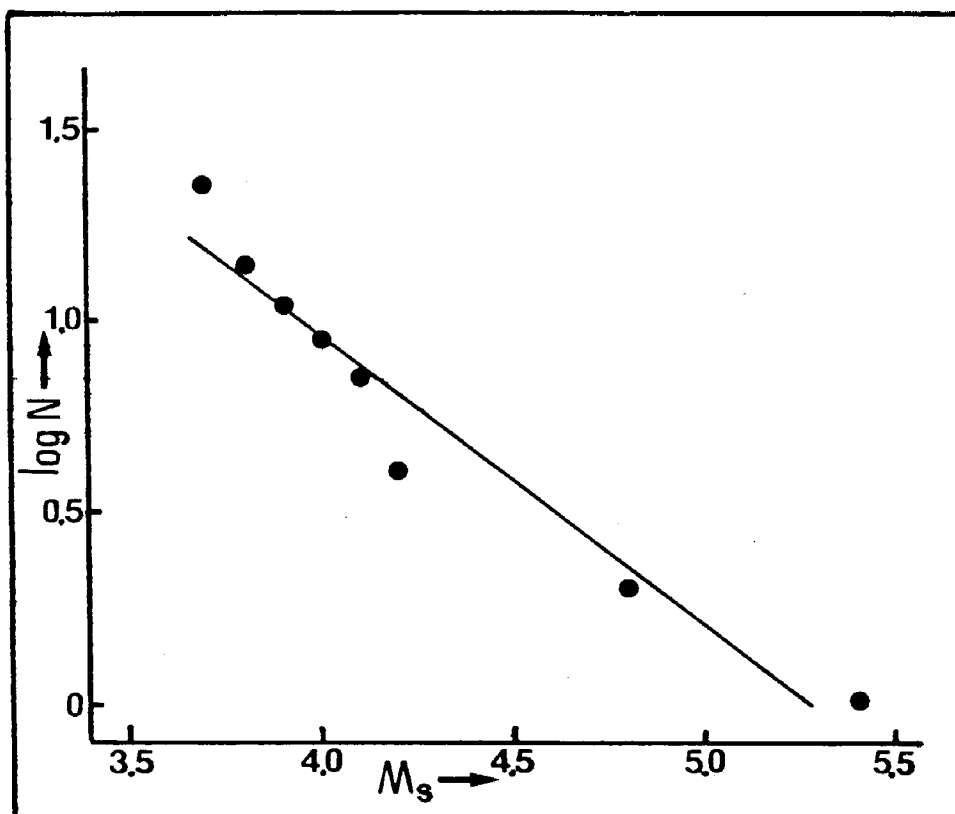
όπου n , είναι ο αριθμός των μετασεισμών που έγιναν σε χρονικό διάστημα, t , από το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού και n_1 , p είναι σταθερές. Στο σχήμα (2) φαίνεται η χρονική κατανομή των μετασεισμών του κύριου σεισμού της Καλαμάτας, ενώ η καμπύλη εκφράζεται από τη σχέση

$$n = 1,95 t^{-1,02} \quad (3)$$

Προσπάθεια καταβλήθηκε για να υπολογιστούν οι παράμετροι σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή της πόλης της Καλαμάτας.

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι. Πληροφορίες που αφορούν τους χρόνους γένεσης τις συντεταγμένες των επικέντρων και τα μεγέθη του κύριου σεισμού και των μεγαλύτερων μετασεισμών ($M_S \geq 3,7$) μέχρι το τέλος του Δεκεμβρίου 1986

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Φ_N^0	λ_E^0	M_S
Σεπτ. 13, 1986	17:24	36,9	22,0	6,2
" " "	17:26			4,1
" " "	17:26			4,8
" " "	17:58	37,0	22,0	3,7
" " "	18:10	37,0	22,0	3,7
" " "	18:31	37,0	22,0	3,9
" " "	18:50	37,0	22,0	3,7
" " "	19:42	37,1	22,0	3,8
" " "	22:40	37,0	22,0	4,2
Σεπτ. 14, 1986	00:29	37,0	22,0	3,8
" " "	22:48	36,8	22,1	4,0
Σεπτ. 15, 1986	01:38	36,7	22,1	3,8
" " "	11:41	37,0	22,1	5,4
" " "	12:47	36,9	22,0	4,2
Σεπτ. 20, 1986	06:21	37,1	22,2	3,9
" " "	14:19	37,2	22,1	4,1
Σεπτ. 25, 1986	18:49	37,1	22,2	3,7
Οκτ. 27, 1986	23:46	37,0	22,1	3,7
" 30, 1986	15:56	37,1	22,1	3,7
" " "	16:21	37,1	22,1	3,7
Νοεμ. 1, 1986	20:57	37,0	22,1	4,0
Νοεμ. 6, 1986	12:32	37,3	22,0	3,7
Νοεμ. 18, 1986	16:10	37,2	22,2	4,1
Δεκ. 30, 1986	03:39	37,1	22,2	3,7



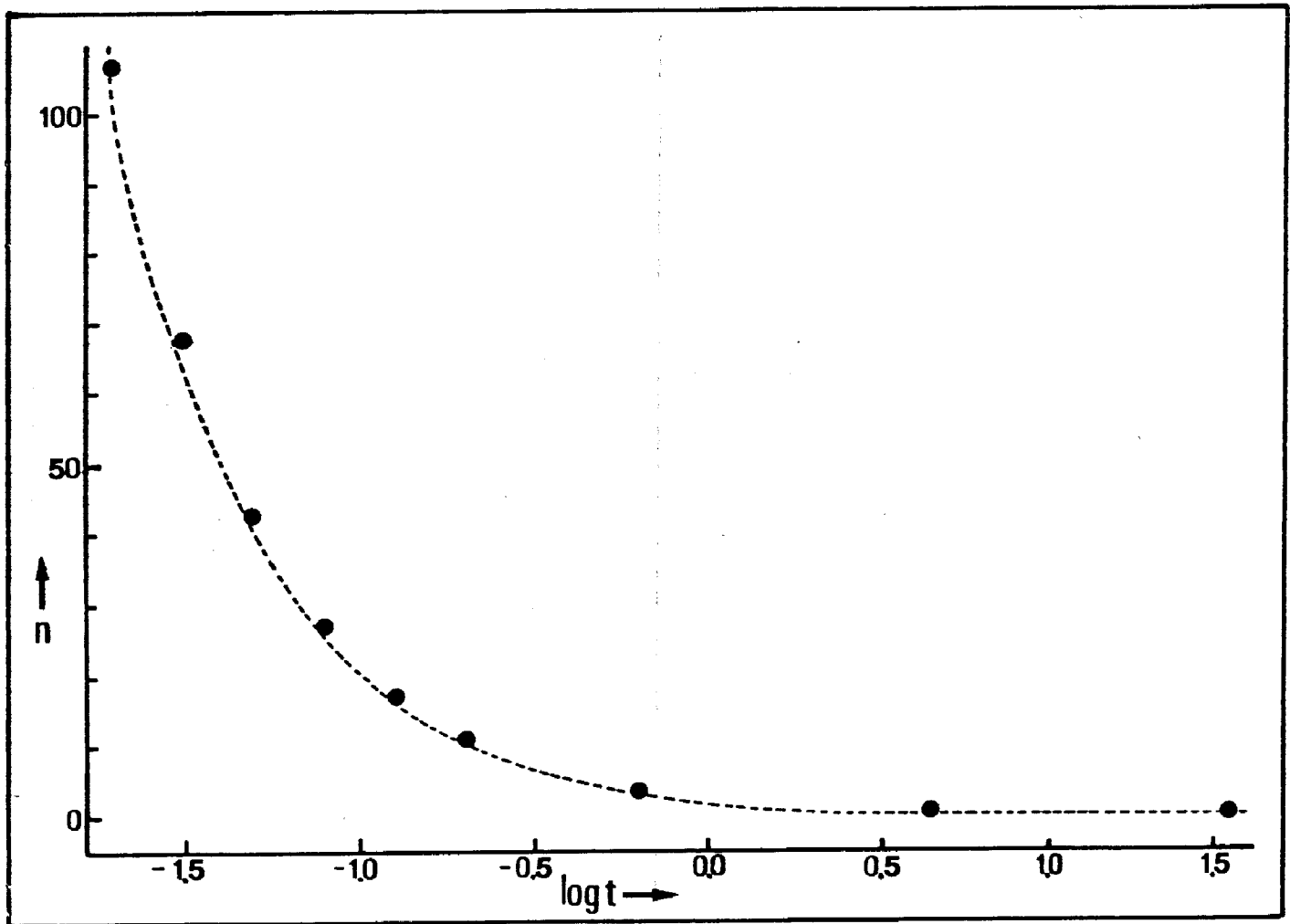
Σχ.1. Κατανομή των μεγεθών των μετασεισμών με $M_s \geq 3,7$ του σεισμού της Καλαμάτας, για το χρονικό διάστημα 13.9.86-31.12.86.

Πληροφορίες που αφορούν τις παραμέτρους των εστιών των σεισμών αυτών περιέχονται στον κατάλογο των Κομνηνάκη και Παπαζάχου (1986), ενώ στοιχεία που αφορούν σεισμούς οι οποίοι έγιναν πριν το 1900, λήφθηκαν από τον αδημοσίευτο κατάλογο των Παπαζάχου και Κομνηνάκη.

Τα δεδομένα είναι πλήρη για τα ακόλουθα μεγέθη και χρονικές περιόδους:

$M \geq 6,5$	1901-1910
$M \geq 5,2$	1911-1949
$M \geq 5,0$	1950-1963
$M \geq 4,5$	1964-1985

Για να αυξήσουμε τον αριθμό των δεδομένων, βασιστήκαμε στην παραδοχή ότι τα μεγέθη ακολουθούν μιά κανονική κατανομή στο χρόνο, δηλαδή, ότι ο αριθμός των σεισμών ορισμένου μεγέθους M



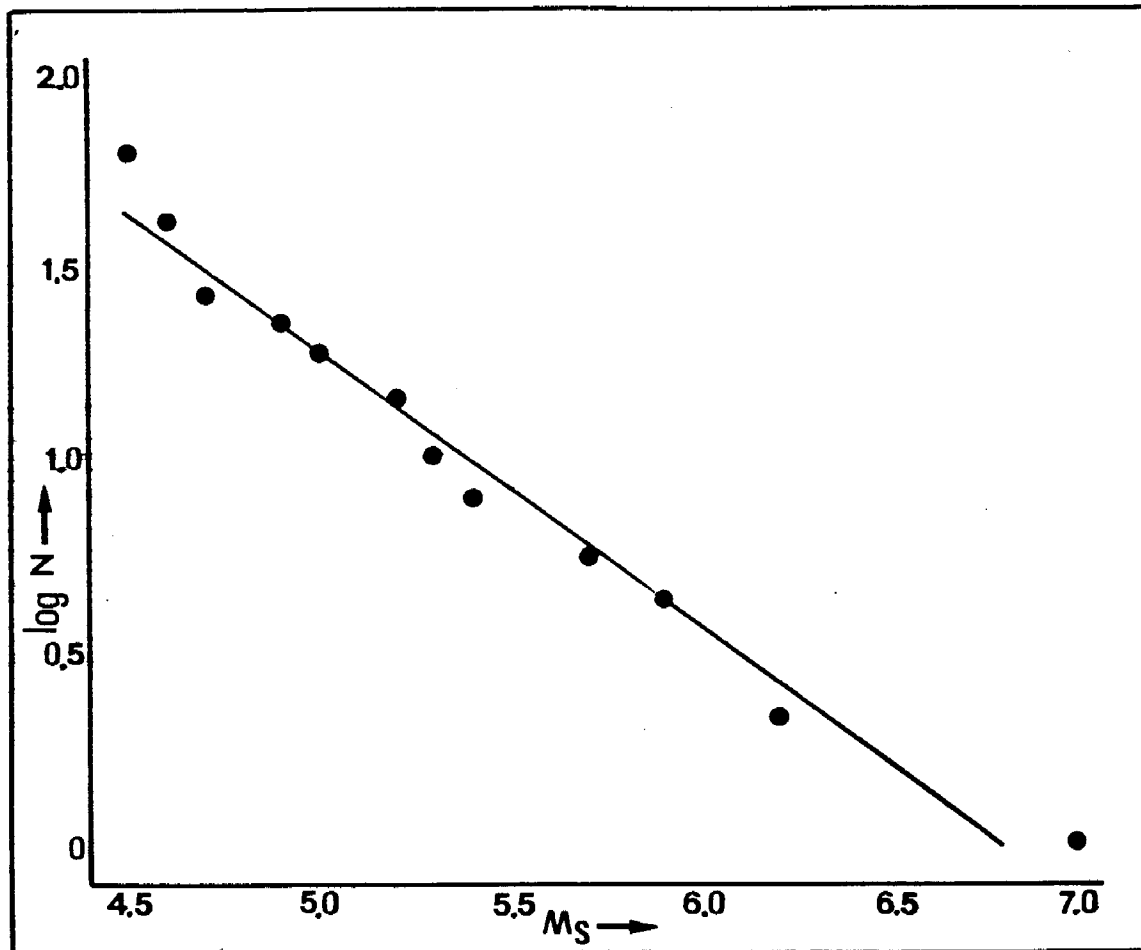
Σχ.2. Χρονική κατανομή των μετασεισμών με $M_S \geq 3,7$ του σεισμού της Καλαμάτας, για το χρονικό διάστημα 13.9.86-31.12.86.

που γίνονται σε μία ορισμένη περιοχή και καθορισμένη χρονική περίοδο είναι ανάλογος της διάρκειας της χρονικής περιόδου. Έτσι, αν είναι n ο αριθμός των σεισμών μεγέθους M που παρατηρήθηκαν κατά τη διάρκεια μιας χρονικής περιόδου K_1 ετών, τότε ο ανηγμένος αριθμός των σεισμών n_K για ολόκληρη την χρονική περίοδο που καλύπτουν όλα τα δεδομένα, θα είναι

$$n_K = n \frac{K}{K_1} \quad (4)$$

όπου $K = 87$ χρόνια, γιατί τα δεδομένα μας καλύπτουν την χρονική περίοδο 1900-1986.

Στο σχήμα (3) φαίνεται η γραφική παράσταση του λογάριθ-



Σχ.3. Κατανομή των μεγεθών των σεισμών που έγιναν σε ακτίνα 50Km γύρω από την πόλη της Καλαμάτας, στο διάστημα 1900-1986.

μου της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών, $\log N$, μετά την αναγωγή, σε συνάρτηση με το μέγεθος M .

Με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων βρέθηκε, ότι η καμπύλη του σχήματος (3) εκφράζεται από τη σχέση

$$\log N = 4,86 - 0,72M \quad (5)$$

Οι μέσες περίοδοι επανάληψης T , των σεισμών με μεγέθη 6,0, 6,5 και 7,0 υπολογίστηκαν με τη βοήθεια της σχέσης

$$T = 10^b M / 10^a \quad (6)$$

όπου $b = 0,72$ και $a = a_{87} - \log 87 = 2,93$. Οι τιμές αυτές είναι:

$$T_{6,0} = 23 \text{ χρόνια}$$

$$T_{6,5} = 53 \text{ χρόνια}$$

$$T_{7,0} = 120 \text{ χρόνια}$$

Για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της Καλαμάτας, δηλαδή την κατανομή της σεισμικής έντασης σε συνάρτηση με την περίοδο επανάληψης εφαρμόστηκε η μέθοδος του Cornell(1968). Η μέθοδος αυτή προσδιορίζει πιθανολογικά την επίδραση σε μία θέση όλων των σεισμικών πηγών, η κάθε μία από τις οποίες συμβάλλει με ένα μέσο ετήσιο ρυθμό σεισμικότητας. Για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής χρησιμοποιήθηκε ο χωρισμός του Ελληνικού χώρου σε σεισμικές πηγές, όπως προτάθηκε από τον Παπαζάχο(προσωπική επικοινωνία 1986) και εφαρμόστηκαν σχέσεις απόσβεσης για τις μακροσεισμικές εντάσεις των Παπαϊωάννου (1984) και Τάσσου (1984). Η λεπτομερής μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας της Καλαμάτας έγινε από τον Θεοδουλίδη και συνεργάτες (1987).

ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑΣ
ΚΑΙ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΓΟΝΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ
ΤΗΣ 13 ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΥ 1986

Β.Παπαζάχος, Α.Κυρατζή, Β.Καρακώστας, Δ.Παναγιωτόπουλος και Ε.Σκορδύλης :
Εργαστήριο Γεωφυσικής , Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Δ.Μουνιρόκης: Εργαστήριο Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας, Αριστοτέλειο Πανε-
πιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Περίληψη

Ο σεισμός της Καλαμάτας (13 Σεπτεμβρίου 1986) είναι ο τρί-
τος σεισμός μέσα στα τελευταία χρόνια με επίκεντρο κοντά σε μιά
μεγάλη μοντέρνα πόλη με τόσο σημαντικές κοινωνικές και οικονομι-
κές επιπτώσεις. Σε προηγούμενη εργασία δείχθηκε ότι ο σεισμός
προήλθε από ένα κανονικό ρήγμα μήκους 15km και πλάτους 11km, πε-
ρίπου. Στην εργασία αυτή εξετάζεται η χρονική και κατά μέγεθος
κατανομή των μετασεισμών και παρουσιάζεται μοντέλο για τον τρό-
πο γένεσης των σεισμών της Καλαμάτας με βάση γεωλογικά και σει-
σμολογικά στοιχεία.

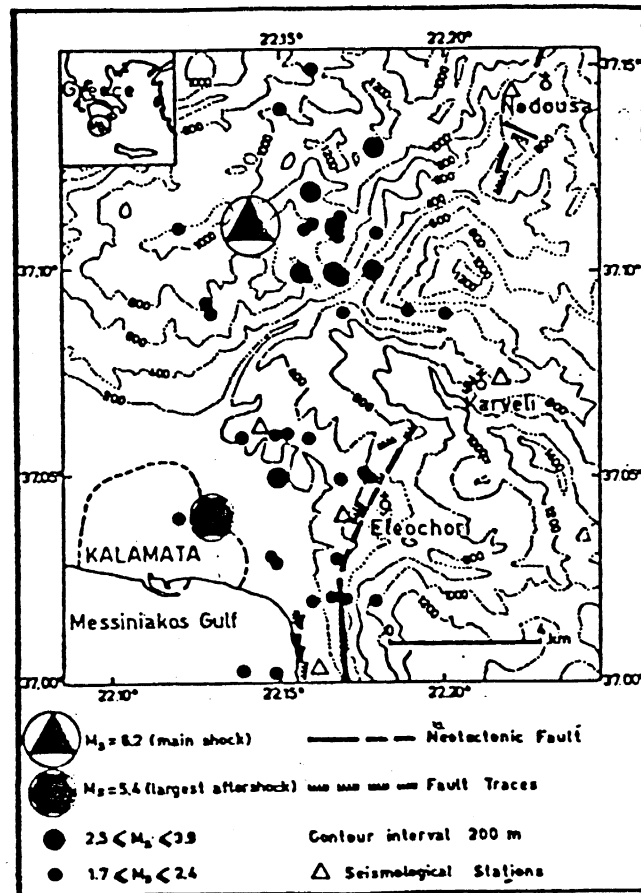
1. Εισαγωγή

Την 13η Σεπτεμβρίου 1986 (GMT:17:24) η πόλη της Καλαμάτας
επλήγη από ισχυρό σεισμό μεγέθους $M_S = 6,2$, ενώ δύο μέρες αρ-
γότερα, στις 15 Σεπτεμβρίου (GMT:11:41) σημειώθηκε ο μεγαλύτε-
ρος μετασεισμός της ακολουθίας, μεγέθους $M_S = 5,4$. Οι συνέπειες
του σεισμού τόσο σε ανθρώπινες απώλειες (20 νεκροί και 82 τραυ-
ματίες) όσο και στα κτίρια της Καλαμάτας και των γύρω χωριών ή-
ταν οσυνήθιστα μεγάλες.

Η περιοχή της ΝΔ Πελοποννήσου, όπου είχε την εστία του ο
σεισμός αυτός, αποτελεί τμήμα του ελληνικού τόξου και έχει χα-

ρακτηρισθεί σαν περιοχή υποψήφια για τη γένεση μεγάλου σεισμού από διάφορους ερευνητές (McKenzie 1978, Purcaru and Berckhemer 1979, 1982, Papazachos 1980, Wyss and Baer 1981, Papazachos and Comninakis 1982, Papadimitriou and Papazachos 1985, Papazachos et al. 1986).

Το σχήμα (1) δείχνει την κατανομή των επικέντρων του κυρίου σεισμού, του μεγαλύτερου μετασεισμού καθώς και μικρών μετασεισμών που καταγράφηκαν από φορητό δίκτυο σεισμομέτρων που εγκατέστησε το Εργαστήριο Γεωφυσικής στην επικεντρική περιοχή. Στο



Σχ.1. Κατανομή των επικέντρων του κυρίου σεισμού και των μετασεισμών της Καλαμάτας καθώς και επιφανειακές εκδηλώσεις του σεισμογόνου ρήγματος (Papazachos et al. 1986).

ίδιο σχήμα φαίνεται και η θέση του νεοτεκτονικού ρήγματος καθώς και των επιφανειακών εκδηλώσεων του ρήγματος του κυρίου σεισμού της 13 Σεπτεμβρίου 1986 (Papazachos et al. 1986).

Στην παρούσα εργασία μελετάται η χρονική κατανομή των μετασεισμών με βάση τα στοιχεία του Εθνικού δικτύου των σεισμολογικών σταθμών, η κατά μέγεθος κατανομή των μετασεισμών με βάση τα στοιχεία του φορητού δικτύου των σεισμομέτρων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και περιγράφεται μοντέλο για τον τρόπο γένεσης των σεισμών της Καλαμάτας με βάση γεωλογικά και σεισμολογικά στοιχεία.

2. Χρονική Κατανομή των Μετασεισμών

Τα δεδομένα για τη μελέτη της χρονικής κατανομής των μετασεισμών έχουν ληφθεί από το προσωρινό δελτίο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών καθώς και από τα Επιταχυνσιογράμματα του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι χρόνοι γένεσης όλων των μετασεισμών με $M_S \geq 3,7$ της περιόδου από 13 Σεπτεμβρίου μέχρι τέλος Δεκεμβρίου 1986. Στον πίνακα (I) δίνονται τα στοιχεία για τους έντεκα μεγαλύτερους από τους μετασεισμούς αυτούς ($M_S \geq 3,8$) καθώς και για τον κύριο σεισμό.

Πίνακας I. Χρόνοι γένεσης και μεγέθη του κυρίου σεισμού της Καλαμάτας και των μεγαλύτερων μετασεισμών μέχρι τέλος Σεπτεμβρίου.

Ημερομηνία	Χρόνος γένεσης	M_S
Σεπτ. 13, 1986	17:24	6,2
" " "	17:26	4,1
" " "	17:26	4,8
" " "	18:31	3,9
" " "	19:42	3,8
" " "	22:40	4,2
Σεπτ. 14, "	22:48	4,0
" 15, "	01:38	3,8
" " "	11:41	5,4
" " "	12:47	4,2
" 20, "	06:21	3,9
" " "	14:49	4,1

Προκειμένου να εξετασθεί η χρονική κατανομή των μετασεισμών χρησιμοποιήθηκαν όλοι οι σεισμοί με $M_S \geq 3,7$ της περιόδου Σεπτεμβρίου 13-Δεκέμβριος 31, 1986. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς των οποίων η συχνότητα n ελαττώνεται με το χρόνο t ακολουθώντας μια σχέση της μορφής

$$\log n = A - p \log t \quad (1)$$

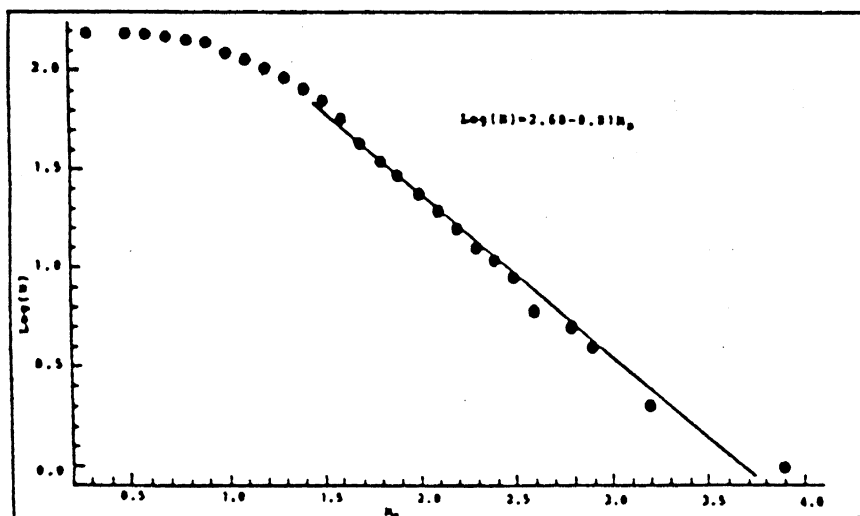
Ο χρόνος t μετριέται σε μέρες και εκφράζει τον χρόνο που μεσολάβησε από τον χρόνο γένεσης καθενός από τους μετασεισμούς. Τα δεδομένα ομαδοποιήθηκαν και οι τιμές των παραμέτρων A και p βρέθηκαν ίσες με 0,06 και 1,26, αντίστοιχα. Η τιμή της παραμέτρου p είναι στο συνηθισμένο διάστημα τιμών της (0,70-1,90) για τον ελληνικό χώρο.

3. Κατανομή των Μεγεθών των Μετασεισμών

Είναι γνωστό ότι τα μεγέθη των μετασεισμών ακολουθούν το γνωστό στατιστικό νόμο των Gutenberg και Richter ο οποίος εκφράζεται από τη σχέση

$$\log N = a - b M_S \quad (2)$$

όπου N είναι ο αριθμός των μετασεισμών μεγέθους M_S ή μεγαλύτερο και a, b παράμετροι. Εφαρμόσαμε τη σχέση αυτή με δείγμα τους



Σχ. 2. Κατανομή των μεγεθών των μετασεισμών κατά το χρονικό διάστημα 18-20 Σεπτεμβρίου.

μετσεισμούς που κατέγραψε το δίκτυο των φορητών σειсмоγράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής στο διάστημα 18-20 Σεπτεμβρίου 1986. Στο σχήμα (2) έχει χαρτογραφηθεί η ποσότητα $\log N$ σε συνάρτηση με το μέγεθος, M_S , των μετασεισμών. Από το διάγραμμα αυτό προκύπτει ότι το δίκτυο κατέγραψε σεισμούς με $M_S \geq 0,3$ αλλά υπάρχει πληρότητα στο δείγμα μόνο για $M_S \geq 1,5$. Με την εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων βρέθηκαν οι παράμετροι της σχέσης (2) και είναι $a = 2,60$ και $b = 0,81$. Η τιμή της παραμέτρου b είναι σχετικά χαμηλή αλλά βρίσκεται μέσα στα όρια που συνήθως έχει αυτή στις μετασεισμικές ακολουθίες.

4. Γεωλογικές Παρατηρήσεις στην Τεκτονική Παραμόρφωση της Πλειόσειστης Περιοχής

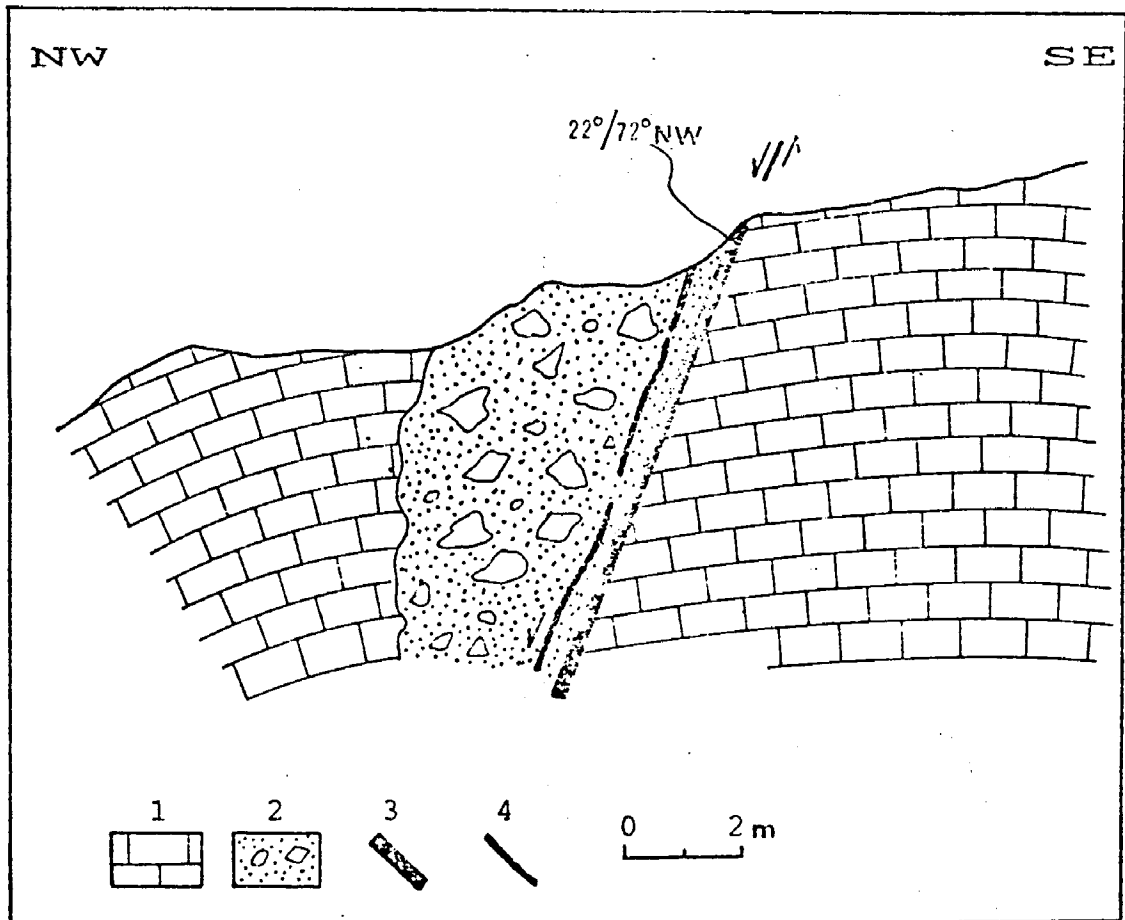
Η σεισμική δράση στην Καλαμάτα τον Σεπτέμβριο του 1986 αποτελεί μιά από τις τυπικές παραμορφώσεις στον Ελληνικό χώρο κατά την οποία διαπιστώθηκε σύμπτωση της γεωλογικής παρατήρησης του σεισμογόνου ρήγματος με τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των μικρών μετασεισμών που συγκεντρώθηκαν από το δίκτυο των φορητών σειсмоγράφων. Το επιφανειακό ίχνος του ρήγματος που προκάλεσε τους σεισμούς σχεδόν ταυτίσθηκε σε ορισμένες θέσεις με το γεωλογικό ρήγμα που παρατηρείται στην περιοχή.

Το ρήγμα βρίσκεται 2-3km ανατολικά της Καλαμάτας και εντοπίζεται στη δυτική πλευρά του ορεινού όγκου του Ταΰγετου προς την παραλία του Μεσσηνιακού κόλπου. Οι εκδηλώσεις του ρήγματος κατά τους σεισμούς είναι μιά σειρά από επιφανειακές διαρρήξεις που τοποθετούνται σε γενική διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ στα χωριά - οικισμούς Κάτω Βέργα, Αλμυρός, Αγριλιά, Αγιά Σιών, Ελαιοχώρι, Περιβολάκια, Καρβέλι και Νέδουσα. Οι διαρρήξεις αυτές, που παρατηρούνται τόσο στις χαλαρές προσχώσεις όσο και στα πετρώματα του Αλπικού υποβάθρου, τοποθετούνται κατά μήκος ενός αντίστοιχου μεγάλου γεωλογικού ρήγματος που αναγνωρίζεται στη δυτική παραλιακή ζώνη του Μεσσηνιακού κόλπου με διεύθυνση Β-Ν (0° - 5°) και συνεχίζεται προς τον Ταΰγετο με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ (15° - 30°). Πρόκειται για ρήγμα νεοτεκτονικό, κανόνικό, με μετάπτωση του δυτικού τεμάχους,

το οποίο στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν συνέβαλε στη δημιουργία του Μεσσηνιακού κόλπου. Γεωλογικά, το ρήγμα επηρεάζει τους κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους του ημιμεταμορφωμένου συστήματος της Νότιας Πελοποννήσου, τους Μεσοζωϊκούς ασβεστόλιθους και το φλύσχη της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης.

Κατά μήκος της παραλίας, στη βάση δηλαδή της μετάπτωσης του νεοτεκτονικού ρήγματος δημιουργήθηκαν κατά τους σεισμούς συνεχείς επιφανειακές ρωγμές στα χαλαρά ιζήματα, με μήκος η κάθε μιά 50-100m, άνοιγμα 1-10cm και μετάπτωση προς τα δυτικά 1-8cm. Είναι χαρακτηριστικό ότι όσα σπίτια ή άλλες κατασκευές βρέθηκαν πάνω στις ρωγμές υπέστησαν ισχυρότατες βλάβες δυσανάλογες με τις γειτονικές κατασκευές.

Δύο παράλληλες μεταξύ τους επιφανειακές ρωγμές δημιουργήθηκαν σε απόσταση περίπου 500-700m από το χωριό Ελαιοχώρι και κόβουν τους ασβεστόλιθους του Αλπικού υποβάθρου με διεύθυνση 22° . Οι ρωγμές αυτές κόβουν διαγώνια την ασφαλτοστρωμένη οδό Καλαμάτας-Ελαιοχωρίου δημιουργώντας σ' αυτήν ανοίγματα 5-15cm, μετάπτωση 5-10cm προς τα ΒΔ, με μικρή αριστερόστροφη οριζόντια συνιστώσα 1-3cm. Η μιά από τις διαρρήξεις αυτές, η πλησιέστερη προς το Ελαιοχώρι, εκδηλώθηκε ακριβώς στην επιφάνεια του προϋπάρχοντος νεοτεκτονικού ρήγματος που κόβει τους ασβεστόλιθους με προσανατολισμό $22^{\circ}/72^{\circ}$ ΒΔ και μετάπτωση προς τα ΒΔ (σχ. 3). Η ρηξιγενής επιφάνεια του νεοτεκτονικού ρήγματος στη θέση αυτή καλύπτεται από υλικό πλήρωσης ρήγματος δηλαδή ένα χαλαρό τεκτονικό λατυποπαγές με λατύπες ασβεστολιθικές και συνδεδετική ύλη ερυθρά-κίτρινα προϊόντα διάβρωσης των ασβεστολίθων. Το πάχος του υλικού πλήρωσης είναι περίπου 5m και παρατηρείται επίσης στην απέναντι πλευρά του μικρού ρέματος στο λόφο του Ελαιοχωρίου όπου συνεχίζεται το ρήγμα. Το υλικό πλήρωσης σχηματίστηκε κατά τις προγενέστερες νεοτεκτονικές ή και ιστορικές δράσεις του ρήγματος. Η επιφανειακή διάρρηξη του Σεπτεμβρίου 1986 έκοψε αυτό το υλικό πλήρωσης κατά την ίδια ακριβώς διεύθυνση και κλίση του νεοτεκτονικού ρήγματος δηλαδή $22^{\circ}-72^{\circ}$ ΒΔ. Η παρατήρηση της θέσης αυτής δείχνει ότι η σημερινή σεισμική δράση



Σχ. 3. Σχηματική γεωλογική τομή που δείχνει τη νέα επιφανειακή διάρρηξη στο Ελαιοχώρι να κόβει το υλικό πλήρωσης του νεοτεκτονικού ρήγματος σε απόλυτη ταύτιση με την παλιά επιφάνεια του ρήγματος. 1: ασβεστόλιθοι Μεσοζωϊκής ηλικίας, 2: υλικό πλήρωσης του ρήγματος, 3: επιφάνεια του νεοτεκτονικού κανονικού ρήγματος με διεύθυνση και κλίση $22^{\circ}/72^{\circ}$ NW , 4: επιφανειακές ρωγμές από την πρόσφατη σεισμική δράση.

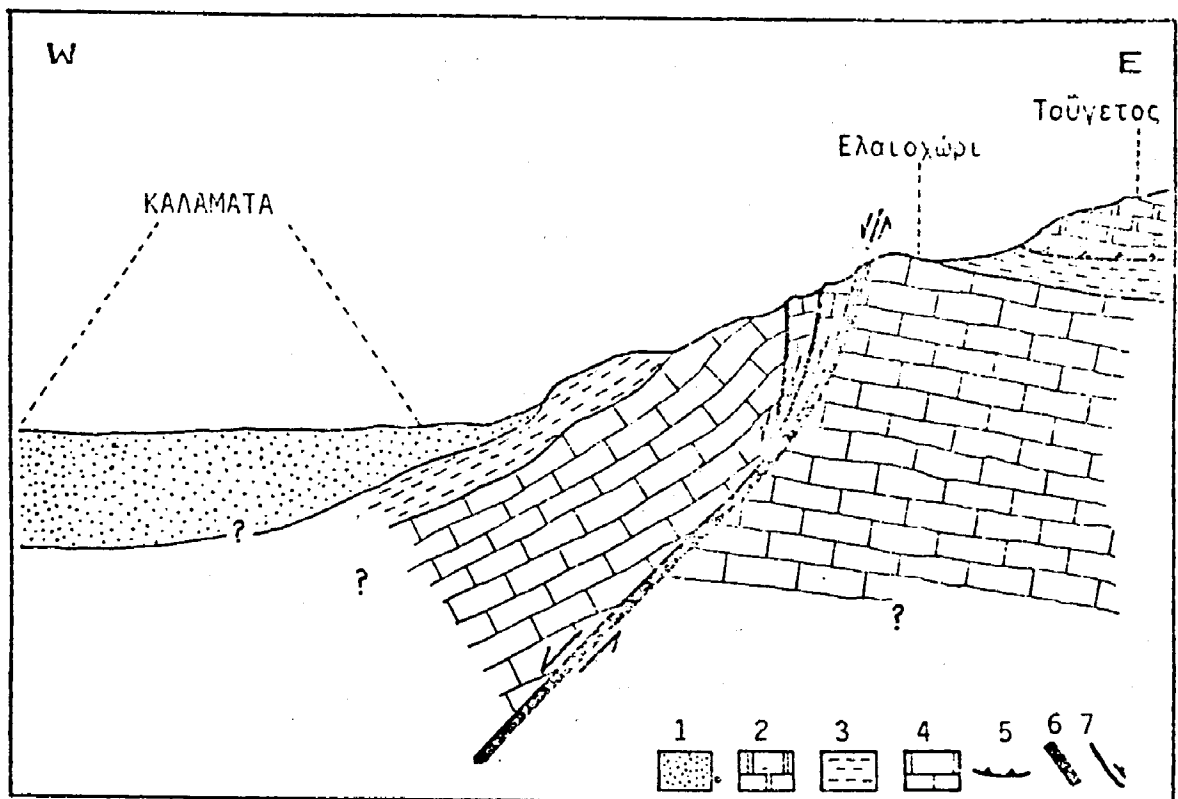
οφείλεται σε επαναδραστηριοποίηση του ίδιου ρήγματος που είχε δράσει και στο γεωλογικό ή και στο ιστορικό παρελθόν.

Πολύ σημαντικές επιφανειακές διαρρήξεις παρατηρήθηκαν στην ίδια BBA-NND διεύθυνση και βορειότερα στα Περιβολάκα και κυρίως στο ύψωμα Κουτσοβέρι (870m) 2,5km ΝΔ του χωριού Νέδουσα, όπου επίσης κόβεται στο Αλπικό υπόβαθρο.

Η συστηματική και επίμονη τοποθέτηση των επιφανειακών ρωγμών στη σταθερή BBA-NND διεύθυνση παράλληλα στο γεωλογικό ρήγμα

δείχνει την αναμφισβήτητη σύνδεση τους με αυτό. Οι ρωγμές κοιανέρονται σε συνολικό μήκος 15-18km καλύπτοντας σχεδόν ολόκληρο το μήκος του παλιού επιφανειακού ίχνους του ρήγματος. Το μήκος αυτό του ρήγματος βρίσκεται σε συμφωνία με το αναμενόμενο από το μέγεθος του σεισμού (6,2R) συνολικό μήκος της διάρρηξης (Kiritzi et al. 1985).

Σύμφωνα με τις γεωλογικές παρατηρήσεις το ρήγμα στην επιφάνεια εμφανίζεται με μεγάλη κλίση και συγκεκριμένα στην περιοχή του Ελαιοχωρίου όπου μετρήθηκε απ'ευθείας βρέθηκε 72° . Σύμφωνα



Σχ.4. Τεκτονικό οκορίφημα που δείχνει σε τομή την πιθανή γεωμετρία του κανονικού ρήγματος με το οποίο συνδέεται η σεισμική δράση στην Καλαμάτα. Διακρίνεται το κύριο ρήγμα στο υπόβαθρο με μεγάλη γωνία κλίσης (72°), στην επιφάνεια και σταδιακή ελάττωση της κλίσης (45°) στο βάθος, καθώς και οι παράλληλες πρόσφατες διαρρήξεις που συνδέονται με το κύριο ρήγμα. 1: Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα, 2,3,4: πετρώματα του Αλπικού υποβάθρου (2: Μεσοζωϊκοί ασβεστόλιθοι του καλύμματος της Πίνδου, 3: Φλύσχης και 4: Μεσοζωϊκοί ασβεστόλιθοι της ζώνης Γοβρόβου-Τρίπολης), 5: Επώθηση Αλπικής ηλικίας, 6: κύρια επιφάνεια του ρήγματος, 7: πρόσφατες διαρρήξεις παράλληλες στην κύρια επιφάνεια του ρήγματος.

να όμως με τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων τόσο του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού όσο και της κατανομής των εστιών των μετασεισμών συμπεραίνεται ότι η κλίση του ρήγματος μειώνεται σταδιακά με το βάθος σε 45° . Πρόκειται δηλαδή για τυπική, μορφή λιστρικού ρήγματος. Στο σχήμα (4) δείχνεται η πιθανή γεωλογική δομή της πλειόσειστης περιοχής και η γεωμετρία του σεισμογόνου ρήγματος.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Kiratzí, A., Karakaisís, G., Papadimitriou, E. and B. Papazachos (1985). Seismic source parameter relations for earthquakes in Greece. "Pageoph" , 123, 27-41.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surroundings regions. "Geophys. J. R. Astr. Soc. " , 55, 217-254.
- Papadimitriou, E. and Papazachos, B. (1985). Seismicity gaps in the Aegean and surrounding area. "Boll. Di Geof. Teor. ed. Applic.", 27, 185-195.
- Papazachos, B. C. (1980). Seismicity rates and long term earthquake prediction in the Aegean area. "Quaterniones Geodaesiae " , 3, 171-190.
- Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E. (1982). Long term earthquake prediction in the Hellenic trench-arc System. "Tectonophysics", 86, 3-16
- Papazachos, B., Kiratzí, A., Karacostas, B., Panagiotopoulos, D., Scordilis, E. and D. Mountrakis (1986). Surface fault traces, fault plane solutions and spatial distribution of the aftershocks of the September 13, 1986 earthquake of Kalamata: (Southern Greece). "Publ. of the Geophys. Lab. Univ. of Thessaloniki " , No 7, 20pp.
- Purcaru, G. and Berckhemer, H. (1979). Patterns of occurrence of large earthquakes in the region of the Mediterranean. Paper III-7, Publ. Sc/79/Conf. 802, "Intern. Symp. Earthq. Pred. UNESCO , 1979, Paris" , 15pp.

- Purcaru, G. and Berckhemer, H. (1982). Regularity pattern and zones of seismic potential for future large earthquakes in the Mediterranean region. "Tectonophysics", 85, 1-30.
- Wyss, M, and Baer, M. (1981). Seismic quiescence in the western Hellenic arc may foreshadow large earthquakes. "Nature", 289, 785-787.

SURFACE FAULT TRACES, FAULT PLANE SOLUTION
AND SPATIAL DISTRIBUTION OF THE AFTERSHOCKS
OF THE SEPTEMBER 13, 1986 EARTHQUAKE OF KALAMATA
(SOUTHERN GREECE)

By

B. Papazachos, A. Kiratzi, B. Karacostas, D. Panagiotopoulos and E. Scordilis: Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki, Greece, GR 54006

D.M. Mountrakis: Geological Laboratory, University of Thessaloniki, Greece, GR 54006

ABSTRACT

A shallow earthquake of $M_S = 6.2$ occurred in the southern part of the Peloponnese 12 Km from the port of the city of Kalamata, which caused a lot of damage. The fault plane solution of the main shock, geological data and field observations as well as the distribution of foci of aftershocks indicate that the seismic fault is a listric normal one trending NNE-SSW and dipping to WNW. The surface ruptures caused by the earthquake coincide with the trace of a neotectonic fault, which is located 2-3 Km east of the city of Kalamata and which is related to the formation of Messiniakos gulf during the Pliocene-Quaternary tectonics. Field observations indicate that the earthquake is due to the re-activation of the same fault.

A three-days aftershock study in the area with portable seismographs, recorded many aftershocks of which 39 with $M_S \geq 1.7$ were very well located. The distribution of aftershocks forms two clusters, one near the epicenter of the main shock in the northern part of the seismogenic volume and the other one near the epicenter of the largest aftershock ($M_S = 5.4$) in the southern part of this volume. The central part of the area lacks aftershocks, which probably indicates that this is the part of the fault which slipped smoothly during the earthquake.

1. INTRODUCTION

On September 13, 1986 (17:25) an earthquake of $M_S = 6.2$ occur-

red in the southern part of Peloponnesus. No foreshock was recorded while the largest aftershock occurred two days later on September 15, 1986 (11:41) of $M_S = 5.4$. The epicenter of the main shock (37.11°N , 22.14°E) was located 12Km north of the port of Kalamata while the epicenter of the largest aftershock was very close to the same port. As a consequence, the earthquakes caused great damage in the city of Kalamata and 21 persons were killed. The most serious damage was observed in the village Eleochori (6Km from Kalamata) which was totally destroyed and abandoned by its inhabitants. Most of the buildings of the city of Kalamata were seriously affected by the earthquake, and it is most likely that a large number of the inhabitants will spend the winter living in tents.

The region of SW Peloponnesus has long been recognized as an area of the highest seismic potential (Papazachos and Comninakis 1980, Purcaru and Berckhemer 1979, 1982, Wyss and Baer 1981, Papadimitriou and Papazachos 1985). In a recent paper (Papazachos et al. 1986) in which the probabilities of occurrence of large earthquakes in Greece and surrounding area for the next 20 years were defined, the zone of southern Peloponnesus was assigned the highest probability level.

The city of Kalamata has never been destroyed by any known earthquake of historical or present century time. However, great earthquakes have occurred in Messinia, like those of September 20 1867 and August 27 1886, which strongly affected Kalamata.

By September 17 a network of portable seismographs operated by the Universities of Thessaloniki and Athens was deployed in the area. The Thessaloniki network (5 stations) operated for three days (September 18-20) in conjunction with studies of surface faulting. The recorders were all Sprengnether MEQ-800 instruments and were run with a drum speed of 60mm/min.

In the present study the data from the Thessaloniki network are used, to study the spatial distribution of aftershocks. These data are combined with the fault plane solution of the main shock, the observed surface fault traces and geological information to deduce some basic fault properties for this earthquake.

2. SURFACE FAULT TRACES AND GEOLOGICAL INFORMATION

During the seismic activity in September 1986 many ground ruptures considered as surface traces of the seismic fault were observed in the epicentral area. The geological data and field observations on the seismic fault coincide with the results obtained from instrumental and macroseismic data.

The recent ground ruptures, which were caused by the main shock, coincide in several places with the trace of a geological normal fault which is located 2-3Km east of the city of Kalamata in the eastern side of Messiniakos gulf, that is in the foothills of Tayghetos Mountains. The fault has a NNE-SSW trend (0° - 30°), dips 70° - 80° /WNW and affects the crystalline limestone and the phyllites of the South Peloponnesus geological unit, the Mesozoic limestones and the Tertiary flysch of the Tripolis geological zone and the Mesozoic limestones of the Pindos zone nappe (fig.1).

Based on the field observations we can presume that the normal fault had a clear neotectonic activity (affecting the Quaternary scree in the foothill of Mount Kalathio) and caused a significant downthrow of the western side of the mountain (fig.2). It is also one of the faults which are related to the formation of the Messiniakos gulf during Pliocene-Quaternary times (Richard and Philippakis 1970; Kelletat et al.1976; Mariolakos and Papanikolaou 1981; Thiebault 1982; Zelilidis et al.1986). In the northern area of the Tayghetos Mts the normal fault with trend 20° - 30° runs almost parallel to the geological boundary between the phyllites and the overlaid Mesozoic limestones of the Tripolis zone.

After the occurrence of the main shock several ground ruptures were observed in unconsolidated Quaternary deposits and scree along the eastern coastline of Messiniakos gulf (fig.1). The ground ruptures have lengths of about 50-100m each and trends between 0° and 20° , but are usually located along a well-defined line of fractures which is almost parallel to the neotectonic fault with general trend NNE-SSW. The ruptures along the beach of the village Paralia Verga has a total length of about 2Km. All the ground rup-

tures have a clear downthrow of the western-northwestern part with a maximum value of 6cm and their heaves range from 1 to 10 cm. Very serious damage occurred in the houses which were built along the ground ruptures.

However, the most important ground ruptures, affecting the Alpine bedrock, were observed in the area of the villages Eleochori and Perivolakia NE of Kalamata. In this area the neotectonic fault with trend 22° and dip 72° /NW affects the Mesozoic limestones and the flysch of the Tripolis zone and the recent ruptures coincide precisely with the fault trace. Two of these ground ruptures affect the limestones across the main road between Kalamata and Eleochori. The slickenside of the neotectonic fault in that location is covered by an unconsolidated tectonic breccia with fragments of limestones. The breccia has a thickness of about 5m and probably has been formed during previous (neotectonic or historical) reactivations of the fault. The ground ruptures of the 1986 earthquakes affect exactly this tectonic breccia with the same strike and dip ($22^{\circ}/72^{\circ}$ NW) with downthrow of 10cm towards NW and heaves of 5 to 15cm (figure 3). A strike-slip sinistral displacement of 3cm has also been observed on the ground ruptures of that location. The fault slip was measured directly from the frictional striations on the fault plane affecting the bedrock, while in the unconsolidated breccia the slip vector was measured from the displacement joining two points which are in opposite position of the ground rupture and which were continuous before the mainshock. Based on the above mentioned field observations we can therefore presume that an agreement exists between the slickenside of the neotectonic fault and the plane of the recent fracture.

Minor ground ruptures were also found in the village Perivolakia and Karvelio affecting the Alpine bedrock (flysch and limestones), with slip vectors consistent with those on the major fault segments.

A very significant ground rupture was also observed 2.5km SW of the village Nedousa in a high escarpment (location "Koutsoveri", 870m) consisting of Mesozoic limestones. This rupture follows the neotectonic fault with trend 30° and downthrow of 10cm

towards NW. Along this segment of the fault as well as along the neighbouring area of the major fault (villages Nedousa, Artemisia, Karvelio and Nedonas river) the earthquake caused impressive landslides of slope-forming materials such as rocks (limestones) and soils or combinations of these materials.

All the above mentioned ground ruptures are systematically aligned to the NNE-SSW trend, parallel to the observed traces of the neotectonic fault, showing their clear relation to it. Particularly the recent rupture near the village Eleochori which affects the tectonic breccia of an earlier motion on the neotectonic fault, is another piece of evidence that the earthquake is due to a reactivation of the same major fault, active in the geological or historical times.

The recent ground ruptures extend for 15-18Km following approximately the whole fault scarp. This length is in perfect agreement with the fault length expected for an earthquake of $M_S = 6.2$ (Kiratzi et al. 1985).

Besides the major ground ruptures aligned in the NNE-SSW azimuth along the major fault escarpment, there is a number of small cracks and minor ruptures of different azimuths (70° - 120° NW) which are attributed to the reactivation of other minor neotectonic faults (see fig.1).

3. LOCATION OF MAINSHOCK AND DISTRIBUTION OF AFTERSHOCKS

In order to achieve reliable epicenter location of the mainshock and of its largest aftershock of September 13 and 15, respectively, the arrival times of the longitudinal and shear waves at the seismological stations of the Greek national network as well as at neighbouring countries have been used with the following thicknesses d_i of layer and velocities V_i ($d_1 = 19\text{Km}$, $V_1 = 6.0\text{Km/sec}$, $d_2 = 12\text{Km}$, $V_2 = 6.6\text{ Km/sec}$, $d_n = \infty$, $V_n = 7.9\text{Km/sec}$) has been applied. P-wave travel time delays determined by Panagiotopoulos and Papazachos (1985) have been used to correct the arrival times at each station. In addition, the S-P time interval for the mainshock and its largest aftershock measured on two accelerograms was used. The accelerometer (SMA-1) belonging to

a permanent network was at the Town-Hall of Kalamata at a distance of 12Km from the epicenter of the mainshock and of 1Km from the epicenter of the largest aftershock.

Referring to the aftershocks recorded by the portable seismographs a velocity-structure applicable to the area had to be determined.

An initial data set of 60 earthquakes with at least 5 readings was used to test various velocity structures. The first parameter to be determined was the V_p/V_s ratio. Individual Wadati plots were constructed for those events with at least 3 P-wave and S-wave readings. The mean V_p/V_s ratio was thus found equal to 1.74 ± 0.05 adopted in this study.

The earthquakes of the data set were initially located using simple models such as a homogeneous half-space with velocities ranging from 4.0 to 6.0Km/sec. The mean RMS, ERH, ERZ values for each model were plotted against V_p velocity. However, the data had very little constrain on the models tested and the plots showed broad minima. So, as a next step we chose the best solution for each event separately and we plotted the half-space velocity at which this solution was observed versus the corresponding depth. From this plot it was evident that at the depth of 4Km we had a clear interface, with a mean V_p velocity equal to 4.3Km/sec. So, next we tested a number of models with a layer of 4Km thickness with velocities ranging from 4.0 to 4.4Km/sec and the half-space with velocities ranging from 5.7 to 6.1Km/sec. From these models the best one, which was finally adopted, is the two layer model with $d_1 = 4\text{Km}$, $V_1 = 4.3\text{Km/sec}$, $d_2 = \infty$, $V_2 = 5.8\text{Km/sec}$. The mean RMS, ERH, ERZ values were found equal to 0.08 ± 0.03 , 1.11 ± 0.62 , 1.16 ± 0.68 , respectively.

All the earthquakes recorded by the network were located using this model and Table (I) includes dates, origin times, epicenters, focal depths and magnitudes for all aftershocks which were recorded by our portable seismographs and which have magnitudes of $M_S \geq 1.7$. All magnitudes were calibrated against M_L of Athens (Kiratzi and Papazachos 1984, 1985). Information on the mainshock and its largest aftershock is also given in this Table.

Figure (4) shows the distribution of the epicenters of the e-

earthquakes listed in Table (I). In the same figure the epicenters of the main shock and of its largest aftershock are shown together with contour lines, the neotectonic fault observed in the area and the ground ruptures which are the recent faulting manifestations.

From this figure we can draw the following conclusions. First of all it is seen that the epicenter distribution has a NNE-SSW trend which is in agreement with the trend of the neotectonic fault observed in the field and the trend of the fault which produced the mainshock as shown by the fault plane solution (see below). The aftershocks recorded by the array form two clearly distinct clusters. One in the northern part of the epicentral area near the epicenter of the mainshock and a second in the southern part near the epicenter of the largest aftershock. The depth of the main shock and of its largest aftershock, both equal to 8Km, is in agreement with recent studies of seismic sequences which have shown that the shallow earthquakes in Greece have focal depths in the range of 5 to 15Km. All the focal depths of the aftershocks are less than 10Km with a mean focal depth equal to 6 ± 2 Km. The mean focal depth in the northern cluster is 7 ± 2 Km while the mean focal depth in the southern cluster is 5 ± 2 . This probably explains the abundant occurrence of surface breaks in the southern part of the fault.

In the central part between the two clusters there is a narrow zone of reduced seismicity. We think that this is a real feature of the hypocentral distribution since there is no reason for a correlation with location accuracy criteria as the smaller events follow the same pattern. The lack of seismicity in the central part of a fault has been observed in all the cases of the recent earthquake sequences in Greece (Karakaisis et al. 1985) and probably represents that part of the fault which slips smoothly during the earthquake.

The rupture started in the northern part of the fault with the mainshock of September 13. Then, it propagated to the southern part, towards the city of Kalamata, giving the largest aftershock of September 15. This pattern of the rupture initiation at one end of the fault, the immediate propagation to the other

end within a few hours or a few days resulting in the largest aftershock, is a feature repeatedly observed in recent seismic sequences in Greece (Rocca et al. 1985, Karakaisis et al. 1985) supporting, at present, our hopes for short-term prediction of the largest aftershock, which sometimes produces damage comparable to that of the main shock. According to the barrier model (Aki 1979) segmented ruptures could occur in a seismic fault, that is, slip could occur in cracks during the rupture process, while the region between cracks remains unbroken after the rupture. The aseismic slip observed in the central part of the fault induced high tectonic stress at its southern end, where the clustering of aftershocks is observed. When the stress reached the barrier's ultimate strength, the strongest barrier broke and produced the largest aftershock of September 15. The fact that the rupture started in the northern part and propagated southwards is further supported by the ground ruptures observed in the southern part of the seismogenic volume (in Eleochori area, etc) immediately after the occurrence of the main shock.

Figure (5) is a cross section perpendicular to the strike of the fault. It is observed that the earthquake foci are distributed around a plane dipping to NW which includes the epicenters of the mainshock and of the largest aftershock. The dip angle of this plane, in the least squares sense, is 40° , which equals the value of the dip as it is determined by the fault plane solution (next section). The steep dip of 70° of the fault plane measured at the surface flattens with depth resulting to the 40° determined by the fault plane solution. Studies of some recent seismic sequences have shown that many normal faults become listric at depth (Papazachos et al. 1983b, 1984).

4. FAULT PLANE SOLUTION AND FAULT PARAMETERS

First onsets of mainly long and some short period instruments were used to determine the fault plane solution of the main shock as it is shown in figure (6). This is an equal area projection of the lower hemisphere of the focal sphere. A value of 6.8 Km sec^{-1} was assumed for the velocity of the longitudinal waves at the fo-

ci of the earthquake . Dilatations and compressions are shown by triangles and circles respectively, while data of long-and short period instruments are represented by large and small size triangles/circles respectively.

The strike of the fault plane is NNE-SSW and is in agreement with the trend of the ground ruptures and the neotectonic fault observed in the epicentral area as well as the distribution of epicenters.

The fault plane solution of figure (6) shows that the earthquake was produced by a pure normal fault. It is interesting to note that the T axis does not have the north-south direction observed in the whole Aegean area, as one can see from figure (7). The T axis instead, has the direction of the narrow tensional field, already previously observed (Papazachos et al.1983a), between the external compressional zone of the Hellenic arc and the internal extensional one (Papazachos et al.1986).

Table (II) summarizes the parameters of the fault plane solution of the main shock.

The length and the width of the fault plane measured from figure (4) and the cross section of figure (5) were equal to $L=15\text{Km}$ and $W = 11\text{Km}$. The average displacement on the fault plane, deduced from fault traces, was equal to 12cm . Assuming a value for the shear modulus equal to $3 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$, we can find a seismic moment value of $6 \times 10^{24} \text{ dyn.cm}$ and an average stress drop of about 5 bars.

CONCLUSIONS

The Kalamata earthquake is the third strong earthquake of Greece during the last eight years which occurred near a modern city. The broad distribution of the casualties calls for special studies concerning the effect strong earthquakes may have to large cities.

The combination of geological information, field observations and seismological data seems to be a powerful tool for the reliable determination of some basic fault parameters. The Kalamata earthquake was produced by a listric normal fault stri -

king in a NNE-SSW direction parallel to the eastern coast of the Messiniakos gulf and dipping WNW. The dip angle of the fault decreases with depth since the dip of the fault plane measured at the surface is about 70° , while the fault plane solution shows that the dip is 40° at depth.

This fault is one of the faults which are related to the formation of the Messiniakos gulf during the Pliocene-Quaternary extensional tectonics which is due to the tension in the back-arc Aegean area and caused numerous grabens (gulfs, valleys, basins) in Greece. The fault plane solution of the mainshock shows that the T-axis is almost horizontal and trends in an about E-W direction which is the direction of the narrow tensional field observed behind the external compressional zone in the western part of the area (fig.7).

The barrier model seems to be a plausible mechanism to interpret the distribution of aftershocks of the sequence. The careful study of the migration of aftershocks may lead to the prediction of the largest aftershock, based on its tendency to occur with close temporal and spatial relation to the mainshock (Rocca et al.1985, Karakaisis et al.1985).

The determination of the epicenter of the main shock was based not only on the data from the national and regional networks but also on the data from two accelerograms produced near the epicenter which proved to be very helpful to determine it with high accuracy.

Table I. Information on the location of the mainshock and its largest aftershock and on all the earthquakes of $M_S \geq 1.7$ recorded by the portable array.

No	DATE	ORIGIN TIME	ϕ_N^0	λ_E^0	DEPTH (Km)	M_S	No obs.	RMS	ERH	ERZ
	Sept. 13, 1986	17:24:34.1	37.11	22.14	8	6.2	27	.21	1.1	1.8
	" 15, "	11:41:30.1	37.04	22.13	8	5.4	24	.39	2.4	2.8
1.	Sept. 18, 1986	10:08:40.6	37.05	22.17	8	1.9	5	.05	.9	1.1
2.	" " "	11:54:10.6	37.06	22.16	5	1.9	6	0.6	0.6	0.9
3.	" " "	14:52:23.2	37.06	22.14	6	2.3	7	.06	0.8	0.9
4.	" " "	15:27:00.9	37.12	22.16	9	2.8	6	.02	0.6	0.5
5.	" " "	15:41:59.1	37.03	22.15	3	2.4	6	.07	0.6	0.4
6.	" " "	16:56:25.7	37.10	22.16	12	2.2	6	.06	1.5	1.0
7.	" " "	20:12:46.7	37.09	22.17	5	1.8	6	.07	1.0	1.8
8.	" " "	21:15:02.8	37.11	22.16	6	1.7	5	.03	1.4	2.8
9.	" " "	22:08:34.3	37.11	22.12	9	1.9	6	.08	1.9	2.2
10.	" 19, "	01:46:30.7	37.10	22.16	6	3.2	7	.14	1.4	2.5
11.	" " "	03:35:05.6	37.03	22.15	2	1.9	5	.04	0.8	1.2
12.	" " "	04:19:11.4	37.00	22.15	5	2.3	7	.05	0.6	0.5
13.	" " "	05:03:51.4	37.05	22.18	4	1.9	6	.03	0.4	0.2
14.	" " "	05:44:54.4	37.13	22.18	6	2.5	8	.05	0.7	0.4
15.	" " "	07:43:00.0	37.06	22.15	5	2.4	5	.11	0.3	0.6
16.	" " "	08:24:06.5	37.05	22.15	6	2.6	7	.11	1.7	1.9
17.	" " "	09:42:18.3	37.11	22.17	6	2.1	9	.10	0.8	1.1
18.	" " "	10:07:02.5	37.06	22.15	6	2.2	7	.05	0.5	0.6
19.	" " "	10:53:13.0	37.00	22.14	5	2.0	8	.09	1.2	1.1
20.	" " "	12:06:18.6	37.02	22.16	5	1.7	7	.10	1.5	1.5
21.	" " "	12:11:37.2	37.11	22.17	7	1.7	8	.08	1.0	1.3
22.	" " "	14:05:52.2	37.09	22.13	10	1.9	8	.08	1.2	0.9
23.	" " "	14:18:22.6	37.14	22.15	6	2.0	6	.13	2.8	4.2
24.	" " "	14:49:43.4	37.04	22.12	5	1.7	8	.07	0.7	0.7
25.	" " "	16:36:25.2	37.11	22.16	10	1.8	9	.12	1.8	1.6
26.	" " "	18:00:04.1	37.09	22.13	8	2.0	7	.16	2.1	1.8
27.	" " "	19:13:27.7	37.02	22.18	3	1.7	7	.09	0.9	0.5
28.	" " "	20:21:18.5	37.02	22.17	3	2.1	8	.11	0.7	0.4
29.	" " "	20:56:49.2	37.11	22.18	7	1.9	9	.11	1.0	1.1
30.	" 20, "	00:06:39.1	37.09	22.19	6	2.0	9	.09	0.8	0.9

No	DATE.	ORIGIN TIME	ϕ_N^0	λ_E^0	DEPTH (Km)	M_S	No obs.	RMS	ERH	ERZ
31.	Sept. 20, 1986	01:47:04.7	37.05	22.17	5	2.1	7	.10	0.9	1.2
32.	" " "	02:06:14.3	37.02	22.17	2	1.7	8	.11	0.7	1.3
33.	" " "	02:31:06.4	37.11	22.17	10	2.9	7	.13	2.4	2.5
34.	" " "	02:31:25.5	37.10	22.17	6	2.9	7	.06	0.7	1.2
35.	" " "	02:43:50.4	37.09	22.20	7	1.8	7	.06	0.6	0.6
36.	" " "	03:15:53.3	37.03	22.17	3	1.7	8	.13	0.8	0.4
37.	" " "	06:02:58.8	37.10	22.18	7	2.5	7	.12	2.1	2.6
38.	" " "	06:07:03.0	37.15	22.16	7	2.2	8	.03	0.5	0.4
39.	" " "	06:21:14.6	37.10	22.17	8	3.9	6	.12	2.5	4.0

Table II. Information about the trend (δ^0) and plunge (ϕ^0) of the axes P, T, A and C of the main shock.

DATE	ORIGIN TIME	M_S	P		T		A		C	
			δ^0	ϕ^0	δ^0	ϕ^0	δ^0	ϕ^0	δ^0	ϕ^0
Sept. 13, 1986	17:25	6.2	181	65	271	2	249	40	111	33

REFERENCES

- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. "J. Geophys. Res.", 84, 6140-6148.
- Karakaisis, G.F., Karacostas, B.G., Papadimitriou, E.E., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C. (1985). Seismic sequences in Greece interpreted in terms of barrier model. "Nature", 315, (6016), 212-214.
- Kellett, D., Kowalczyk, G., Schröder, B. and Winter, K.P., (1976). A synoptic view in the neotectonic development of the Peloponnesian Coastal Regions. Z. dt. geol. Ge., 127, 447-465.
- Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C. (1984). Magnitude scales for earthquakes in Greece. "Bull. Seism. Soc. Am.", 74, 969-985.
- Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C. (1985). Local Richter magnitude and total signal duration in Greece. "Annales Geophysicae", 3, 531-538.
- Kiratzi, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, E. and B. Papazachos, (1985). Seismic source parameter relations for earthquakes in Greece. "Pageoph.", 123, 27-41.
- Mariolakos, I., and Papanikolaou, D. (1981). The neogene basins of the Aegean arc from the paleogeographic and the geodynamic point of view. "Proceedings of the International Symposium on the Hellenic Arc and Trench", Athens, 2, 383-399.
- Panagiotopoulos, D.G. and Papazachos, B.C. (1985). Travel times of Pn waves in the Aegean and surrounding area. "Geophys. J. R. astr. Soc.", 80, 165-176.
- Papadimitriou, E. and Papazachos, B.C. (1985). Evidence for precursory seismicity patterns in the Ionian islands (Greece). "Earthq. Predict. Res.", 3, 95-103.
- Papazachos, B. and P. Comninakis (1980). Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. "Tectonophysics", 70, 35-47.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M. and Rocca, A. (1983a). Seismic faults in the Aegean area. "Tectonophysics", 106, 71-85.
- Papazachos, B., Mountrakis, D., Dimopoulos, G., Panagiotopoulos, D. and Tsapanos, T. (1983b). A study of the summer 1980 seismic se-

- quence in the Magnesia region of Central Greece." *Geophys. J. R. astr. Soc.* , 75, 155-168.
- Papazachos, B., Comninakis, P., Papadimitriou, E. and Scordilis, E. (1984). Properties of the February-March 1981 seismic sequence in the Alkyonides gulf of central Greece." *Annales Geophysicae* , 5, 537-544.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M. and Karacostas, B.G (1986). Seismotectonic properties of the Aegean area that restrict valid geodynamic models. 2nd Wegener/ Medlas Conference, Athens, May 14-16, 1986), 1-16.
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papaioannou, Ch.A. and Karakaisis, F.F. (1986). Probabilities of occurrence of large earthquakes in the Aegean and surrounding area during the period 1986-2006. "Pageoph.", in press.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer (1979). Patterns of occurrence of large earthquakes in the region of the Mediterranean. "Intern. Symp. Earth. Prediction, UNESCO, 1979, Paris", Paper III-7, Publ. Sc/79/Conf. 802, 15pp.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer (1982). Regularity patterns and zones of seismic potential for future large earthquakes in the Mediterranean region. "Tectonophysics", 85, 1-30.
- Richard, R. and Philippakis, N. (1970). Geological map, Greece 1:50.000, Sheet Kalamata (I.G.S.R.).
- Rocca, A., Karakaisis, G., Karacostas, B., Kiratzi, A., Scordilis, E. and B. Papazachos (1985). Further evidence on the strike slip faulting of the Northern Aegean trough based on properties of the August-November 1983 sequence. "Boll. di Geof. Teor. ed Appl. 27(106), 101-109.
- Thiebault, F. (1982). Evolution géodynamique des Hellenides externes en Peloponnèse meridional (Grece), "Soc. Géol. du Nord", 6, 1-574.
- Wyss, M. and M. Baer (1981). Seismic quiescence in the western Hellenic arc may foreshadow large earthquakes. "Nature", 289, 785-787.
- Zelilidis, A., Kontopoulou, N., and Doutsos, Th. (1986). Geological study of the Neogene and Quaternary of the SW Peloponnésos (in Greek). Greek Geological Conference, Athens 1986.

LIST OF FIGURES

- Fig. 1.** Geological sketch-map of the Kalamatá area. Maps and data of Richard and Philippakis (1970) and Thiebault (1982) have been taken into account.
- Fig. 2.** Geological cross-section showing the neotectonic fault and the recent ground ruptures in the eastern side of Messiniakos gulf.
- Fig. 3.** Fracture produced in bedrock (Mesozoic limestones) during the 1986 earthquake. It is seen that the ground rupture (R) affects the tectonic breccia (br) of previous re-activations of the neotectonic fault. Strike and dip of the fault plane $22^{\circ}/72^{\circ}$ NW (a). Detail of the ground fracture (b). (Road between Kalamata and Eleochoiri).
- Fig. 4.** Distribution of the epicenters of the shocks with $M_S \geq 1.7$ recorded by the portable network.
- Fig. 5.** Cross section of aftershocks with $M_S \geq 1.7$, $ERH \leq 3\text{Km}$ and $ERZ \leq 3\text{Km}$. The location of the mainshock and its aftershock is also shown. The broken line represents the location of the surface expression of the fault.
- Fig. 6.** Fault plane solution of the mainshock of Sept. 13, 1986. (See text for definition of symbols).
- Fig. 7.** Schematic representation of the main seismotectonic features of the Aegean and surrounding area (From Papazachos et al. 1986).

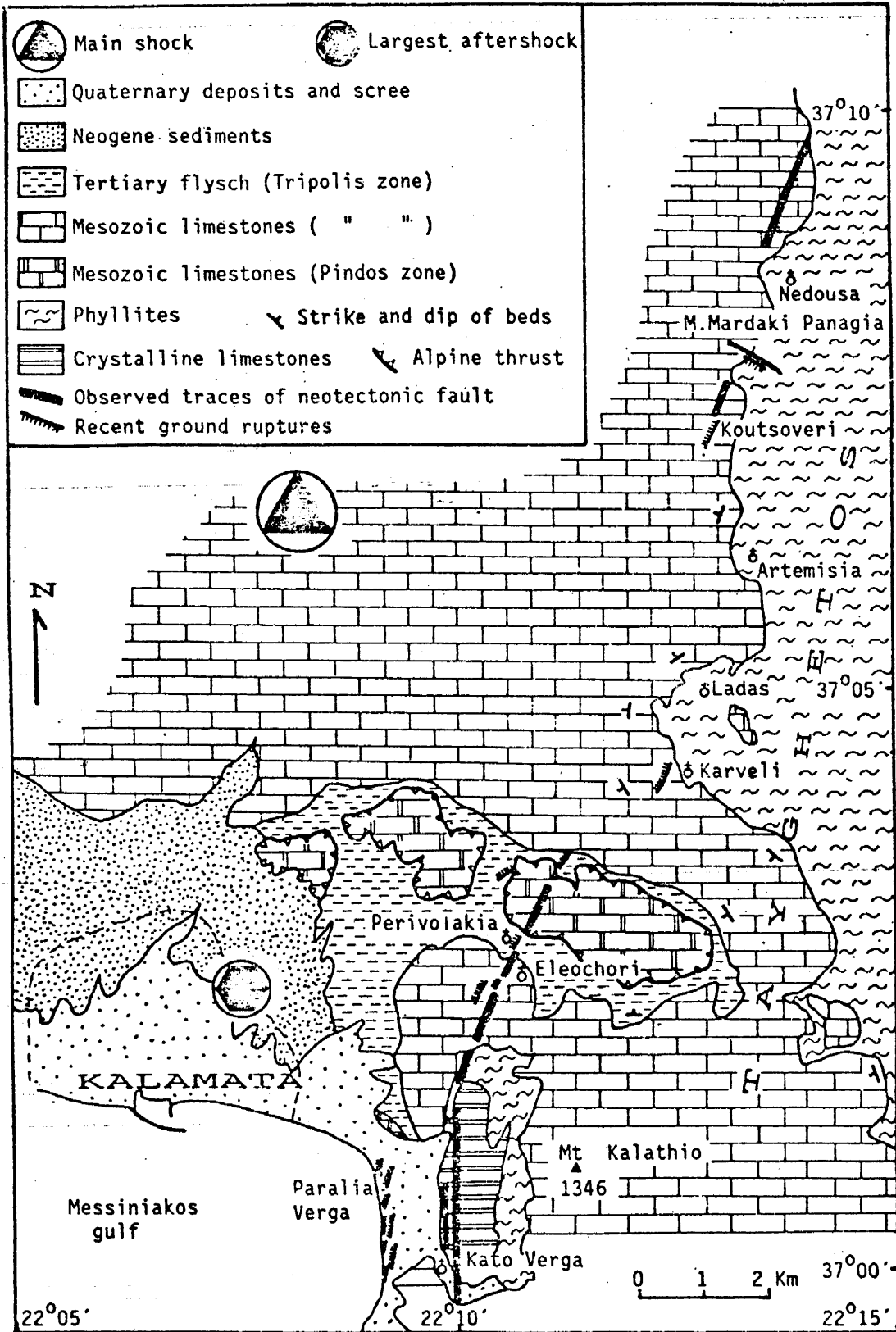


Fig. 1

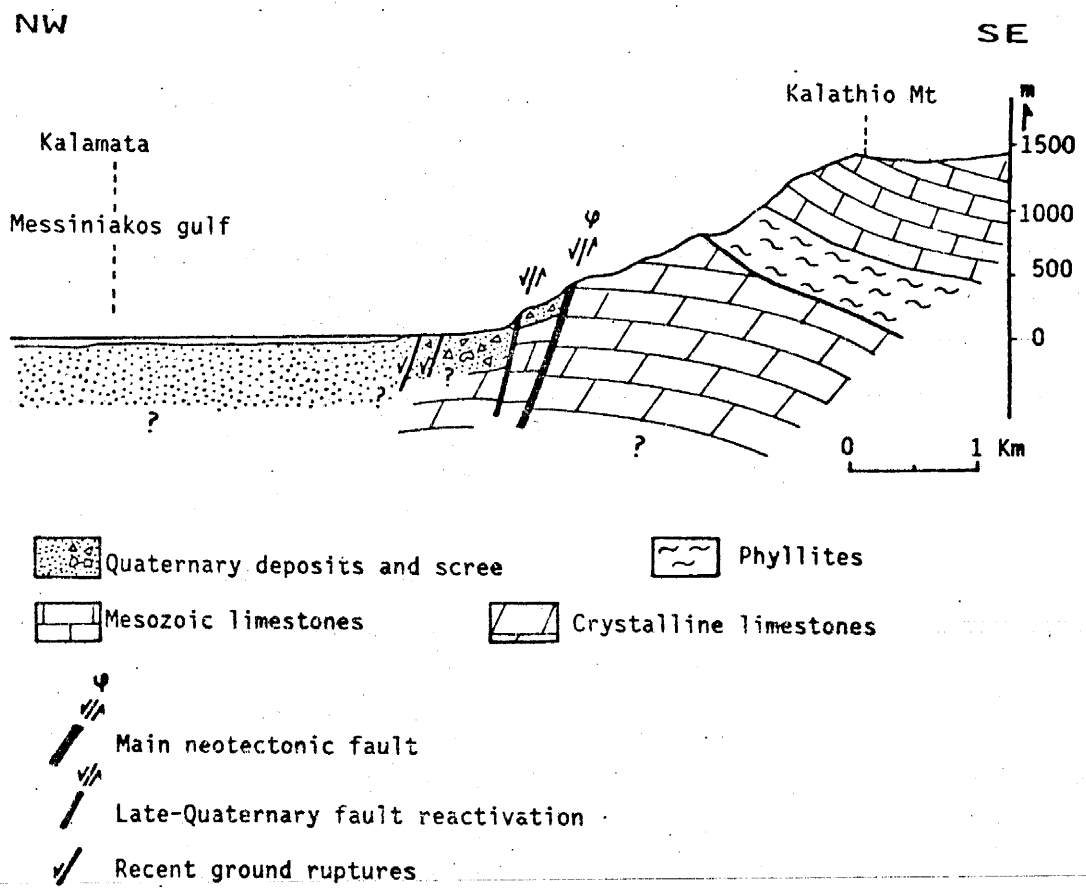
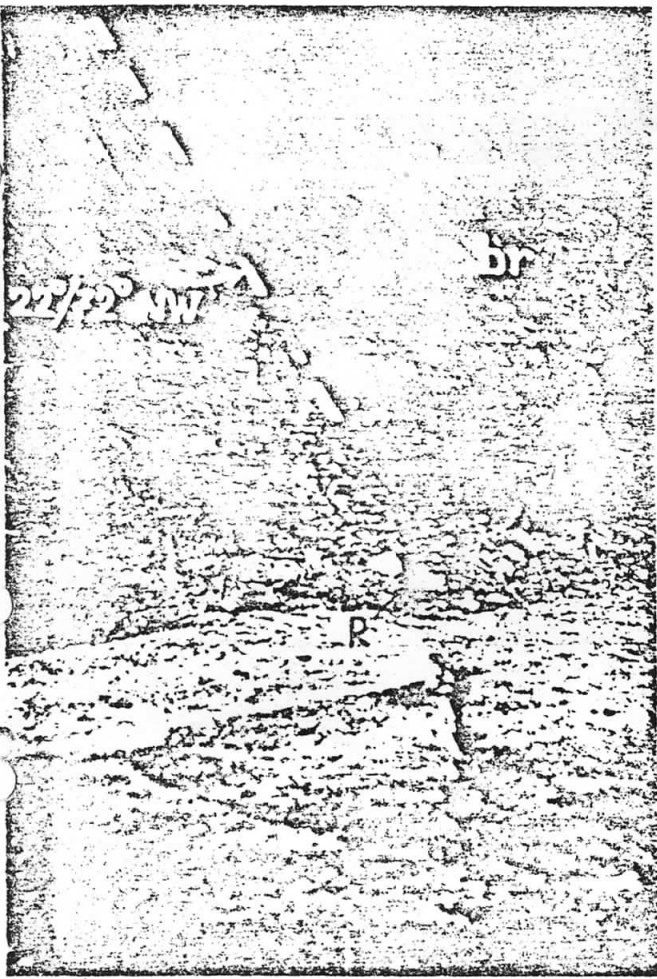
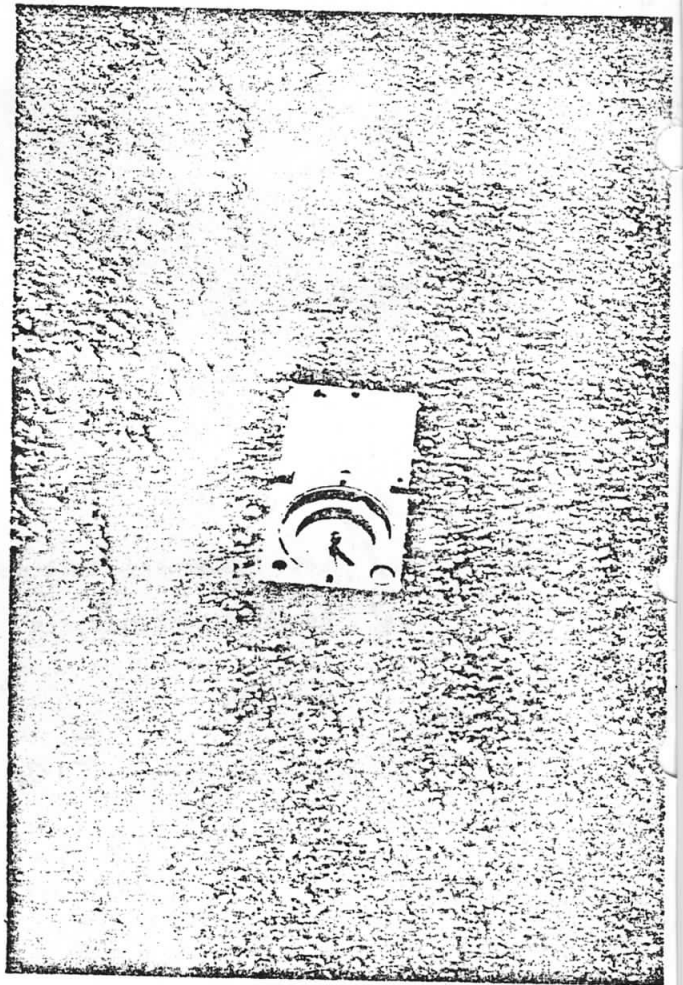


Fig. 2



(a)



(b)

fig. 3

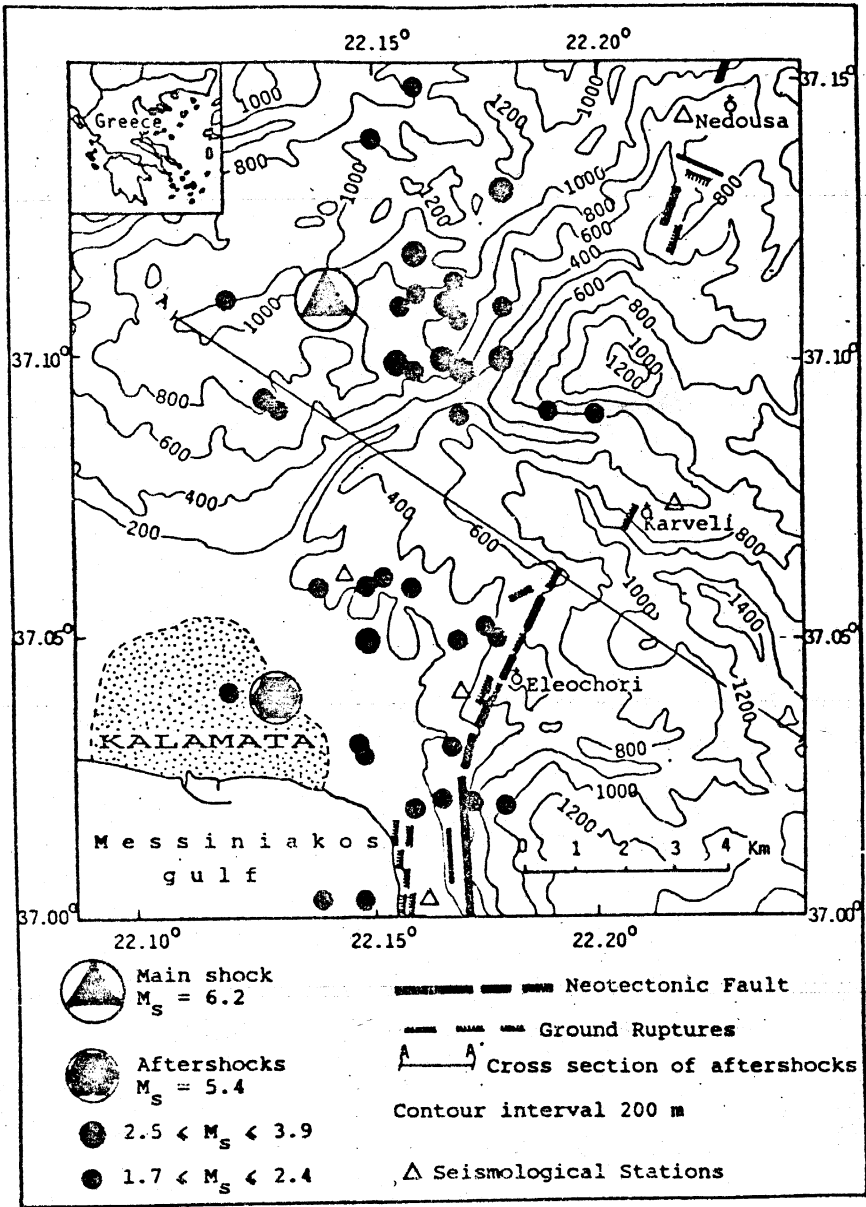


fig. 4

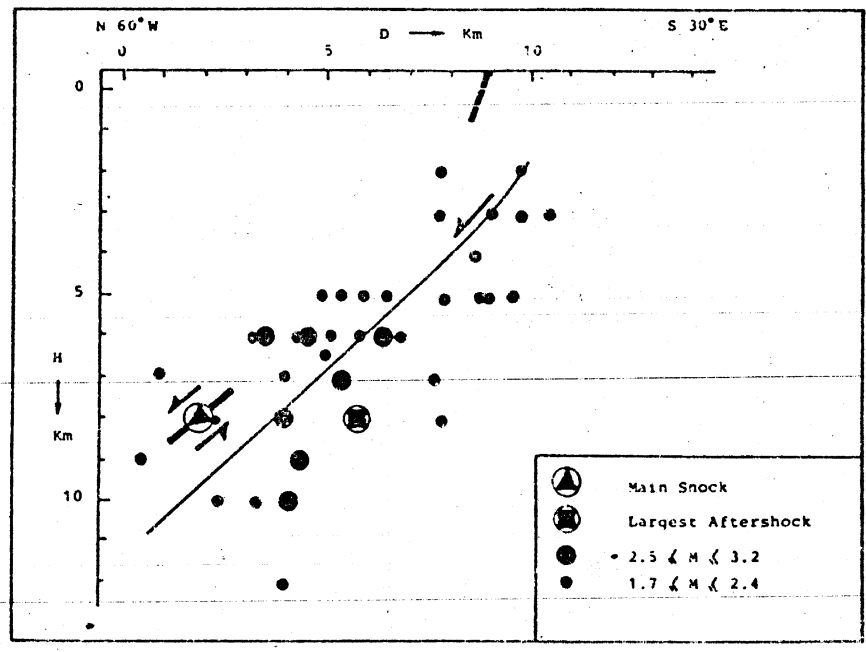


fig. 5

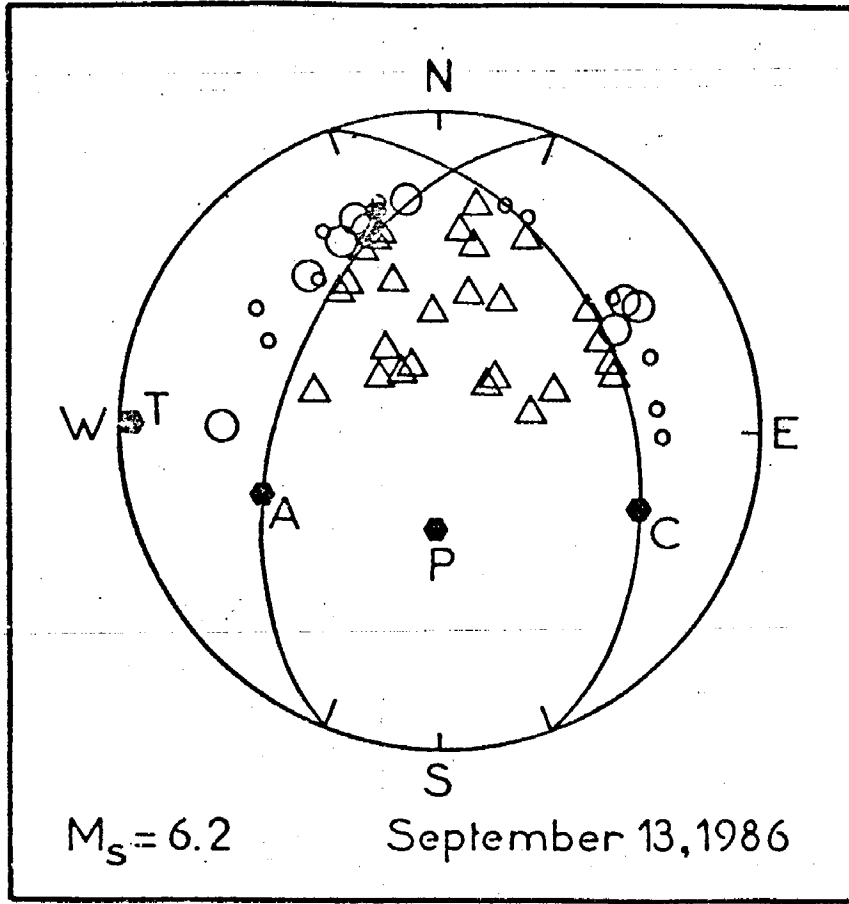


fig. 6

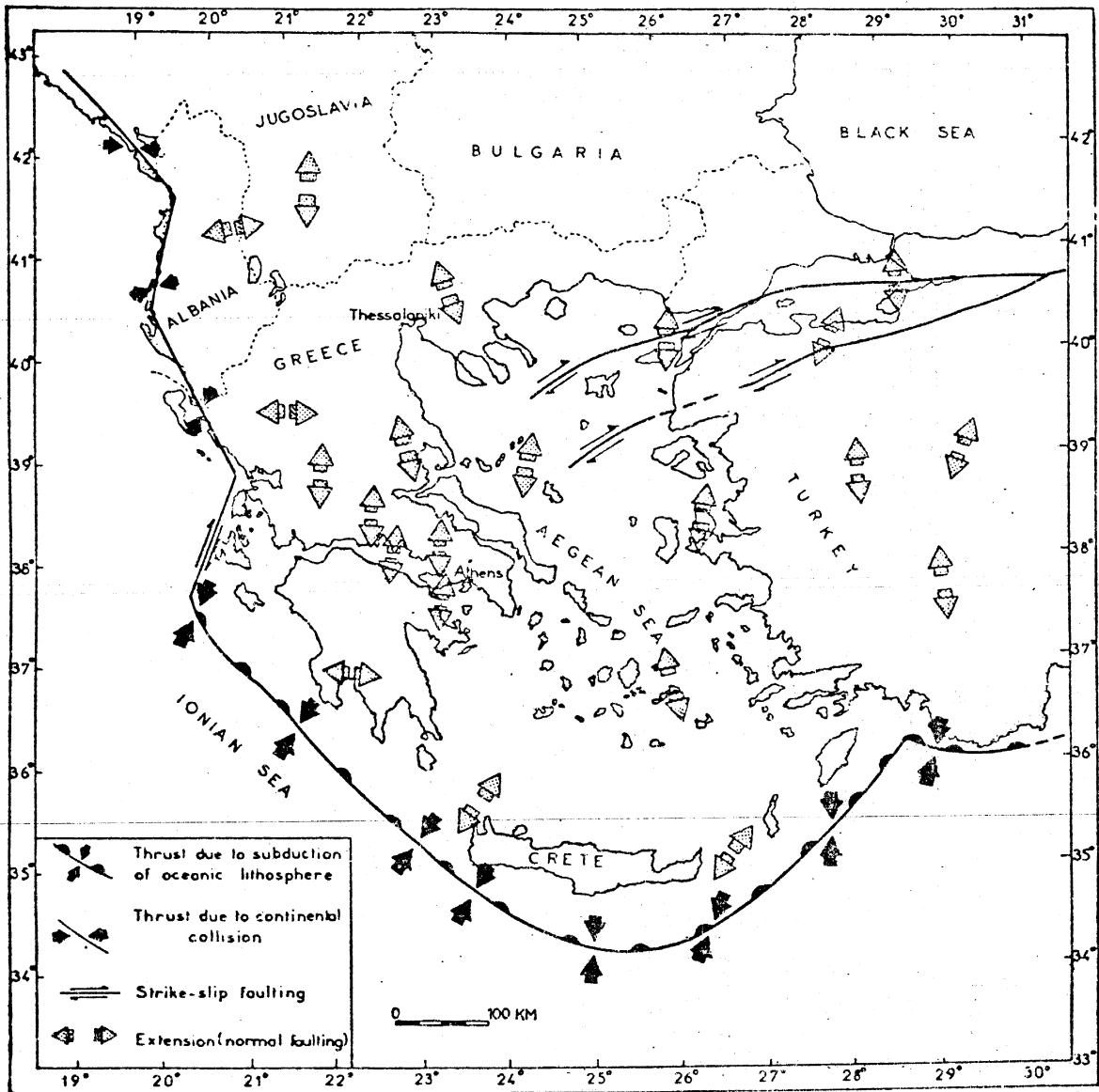


fig. 7