

|                         |               |               |               |
|-------------------------|---------------|---------------|---------------|
| Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. | Τομ.<br>XVIII | σελ.<br>17-30 | Αθήνα<br>1986 |
| Bull. Geol. Soc. Greece | Vol.          | pag.          | Athens        |

## ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΑΜΟΡΓΟΥ

Γ. Α. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ\*

### ΣΥΝΟΨΗ

Με τη χρησιμοποίηση αξιόπιστων σεισμολογικών δεδομένων συμπεραίνεται ότι η περιοχή της Αμοργού έχει τις γενικές σεισμοτεκτονικές ιδιότητες (ατυπικό πεδίο τάσεων, διαρρήξεις τύπου ολίσθησης διεύθυνσης) του σεισμοτεκτονικού τεμάχους των Κυκλάδων - Δωδεκανήσων, στο οποίο αυτή ανήκει, αλλά πιθανώς διαφέρει από το ανατολικό τμήμα αυτού (περιοχή Κω - Νισύρου) ως προς το παχύτερο σεισμολογικό στρώμα, τη μεγαλύτερη ομοιογένεια των πετρωμάτων και τη συμμετρικότερη κατανομή των τάσεων. Για τις παραπάνω γενικές ιδιότητες διατυπώνεται πιθανή γεωδυναμική ερμηνεία. Επίσης, συζητώνται ορισμένες ιδέες για την ενδιάμεσου βάθους σεισμική δράση στην περιοχή του προηγούμενου τεμάχους.

### SUMMARY

It has been shown by some authors that along the area of Cyclades - Dodecanese (South Aegean Sea) there is a seismotectonically homogeneous (with strike - slip faulting) segment (fig. 1). The Amorgos region (36°-37° N, 25.5°-26.4°E), which is a part of this segment, has special seismological interest because in this region (fig. 2) occurred (July 9, 1956) the largest (M = 7.5) shallow shock in Greece since the beginning of the present century. The seismotectonic study of the Amorgos region could contribute to the definition of the seismic risk in this region and to the comprehension of the geodynamic properties of the Aegean area.

Reliable, homogeneous, and complete seismological data of the period 1911-1980 have been used to determine the parameters a and b of the magnitude - frequency relation (fig. 3), the maximum magnitudes, M<sub>T</sub>, which have the maximum probability to occur during several time periods, T, and the mean return period, T<sub>m</sub>, of the shallow and intermediate focal depth earthquakes of the Amorgos region. A new fault plane solution (fig. 4) of the shock which occurred (36.8°N, 26.4°E, M = 5.0) in March 12, 1974, as well as macroseismic criteria and published solutions for the earthquake of July 9, 1956, have been used to study the stress - field pattern of the Amorgos area.

The main conclusions have as follows: 1) The Amorgos region has an atypical stress - field with dextral strike - slip faulting. The probable trend of the fault planes is NW-SA. 2) It seems that the

---

\* G. A. PAPADOPOULOS. - Seismotectonic properties of the Amorgos region (Cyclades, Greece).

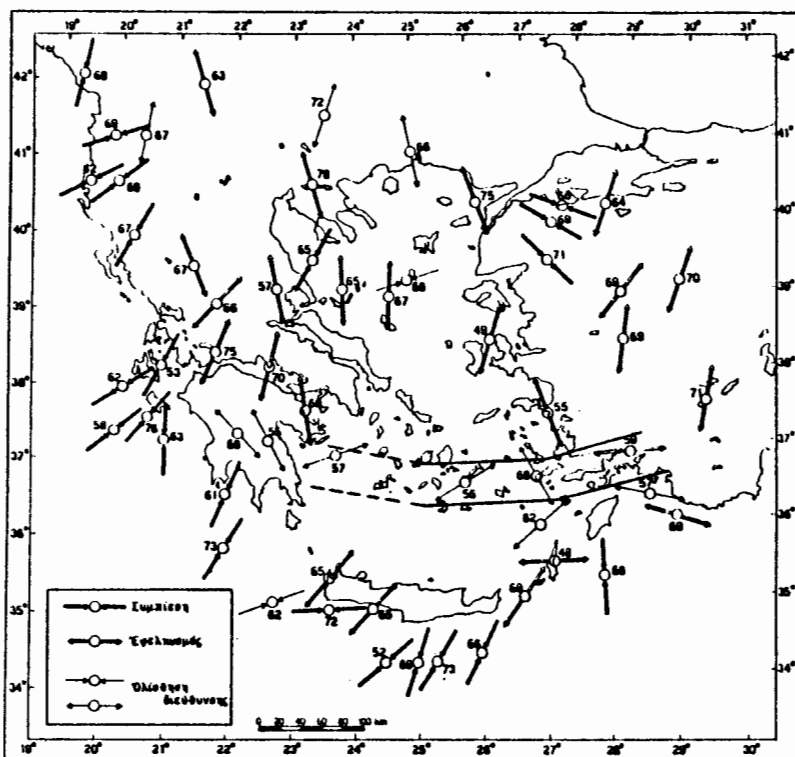
Κατατέθηκε 15.9.83, ανακοινώθηκε 24.10.83.

seismogenic layer is thick and homogeneous with symmetrical distribution of high stresses. 3) The seismic risk concerns mainly the shallow seismic activity. 4) There is evidence that along the segment in question the intermediate focal depth seismicity decreases from E to W approximately.

As is concluded from the stress - field pattern of the Aegean area (fig. 1), the lithosphere of the Central part of this area very probably moves to SW and causes strike - slip faulting along the area of Cyclades - Dodecanese. It is therefore probable that the seismotectonic segment of this area is simply an active boundary of two lithospheric blocks (the Central and South Aegean ones). Further work is necessary to check this preliminary geodynamic interpretation of the seismotectonics of the Cyclades - Dodecanese area.

## 1. Εισαγωγή

Όπως προκύπτει από χάρτες της γεωγραφικής διανομής των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου, στην περιοχή των Κυκλάδων - Δωδεκανήσων υπάρχει ζώνη επικέντρων που ακολουθεί το ηφαιστειακό τόξο της περιοχής (Κομνηνάκης 1975) και που αποτελεί ένα σεισμοτεκτονικά ομογενές τέμαχος (ΠΑΡΑΖΑΧΟΣ 1980) (σχ. 1). Πολύ πρόσφατα ο



Σχ. 1. Χάρτης του πεδίου των τάσεων στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου (ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ 1982). Οι αριθμοί αποτελούν τα δύο τελευταία ψηφία του έτους γένεσης του αντίστοιχου σεισμού. Οι δύο γραμμές δείχνουν τα όρια του σεισμοτεκτονικού τεμαχίου των Κυκλάδων Δωδεκανήσων όπως χαραχτήκαν από τον ΠΑΡΑΖΑΧΟ (1980).

PAPADOPOULOS (1984a) μελέτησε τις σεισμικές ιδιότητες της περιοχής Κω - Νισύρου, που αποτελεί το ανατολικό τμήμα του τεμάχου αυτού.

Η περιοχή της Αμοργού ( $\varphi = 36^{\circ} \text{ N} - 37^{\circ} \text{ N}$ ,  $\lambda = 25,5^{\circ} \text{ E} - 26,4^{\circ} \text{ E}$ ) αποτελεί τμήμα του πιο πάνω τεμάχου και παρουσιάζει ιδιαίτερο σεισμολογικό ενδιαφέρον γιατί σ' αυτήν έγινε (9 Ιουλίου του 1956) ο μεγαλύτερος επιφανειακός σεισμός ( $\varphi = 36,7^{\circ} \text{ N}$ ,  $\lambda = 25,8^{\circ} \text{ E}$ ,  $M = 7,5$ ) του Ελλαδικού χώρου στον παρόντα αιώνα. Από το σεισμό αυτόν εβλάβησαν περίπου 4.000 οικήματα, σκοτώθηκαν 53 και τραυματίστηκαν 100 άτομα και διεγέρθηκε θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που προξένησε αξιόλογες ζημιές σε παράκτιες περιοχές πολλών νησιών του Αιγαίου (ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ 1957).

Η σεισμοτεκτονική μελέτη της περιοχής της Αμοργού μπορεί να συμβάλει στον καθορισμό του σεισμικού κινδύνου σ' αυτή, στην κατανόηση των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων ολόκληρου του τεμάχου, στο οποίο ανήκει, και στη διεύρυνση των γνώσεων για τη γεωδυναμική του Νότιου Αιγαίου.

## 2. Υλικό παρατήρησης

Οι COMMINAKIS και PAPAZACHOS (1982) δημοσίευσαν, πρόσφατα, κατάλογο των σεισμών που έγιναν στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές στο χρονικό διάστημα 1901-1980. Ο προσδιορισμός των επικεντρικών συντεταγμένων και των μεγεθών των σεισμών αυτών έγινε με τη χρησιμοποίηση μεγάλης ποσότητας αξιόπιστων μικροσεισμικών και μακροσεισμικών δεδομένων και με την εφαρμογή σύγχρονων τεχνικών. Γι' αυτό, ο κατάλογος αυτός πρέπει να θεωρείται ο πιο πλήρης, ομογενής και ακριβής που έχει δημοσιευτεί για τους πιο πάνω σεισμούς.

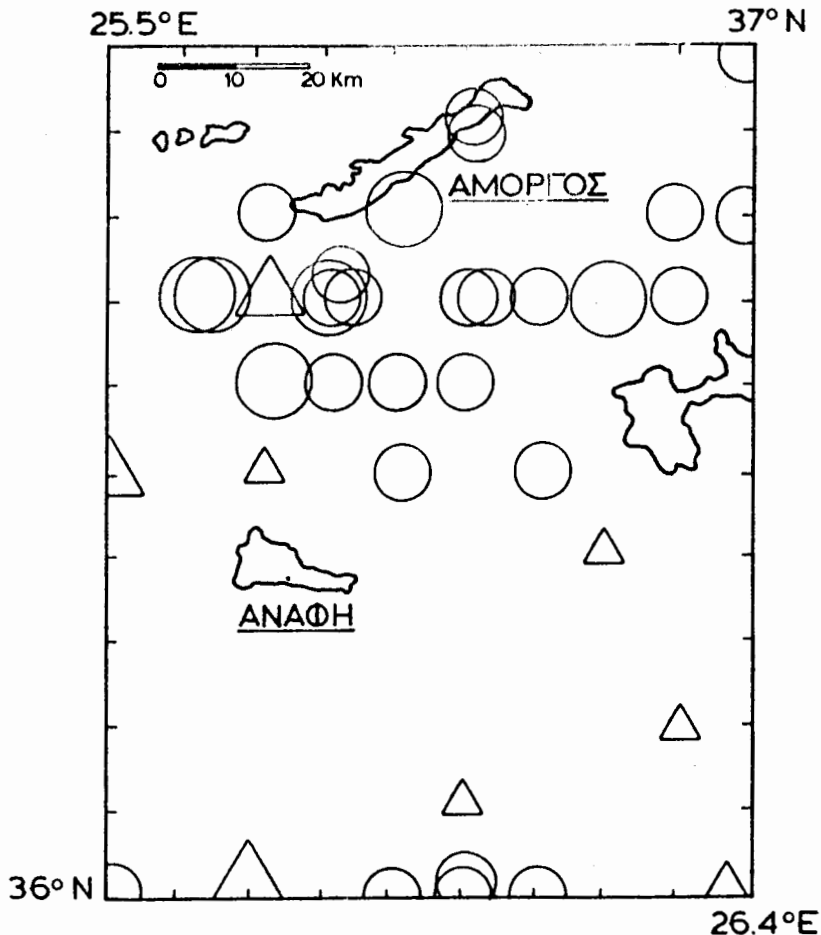
Τα δεδομένα του καταλόγου αυτού είναι πλήρη για τους σεισμούς που έγιναν στην Ελλάδα στις περιόδους 1911-1949, 1950-1963 και 1964-1980 και είχαν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του 4,9 του 4,8 και του 4,5 αντίστοιχα. Από αυτά τα δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν εκείνα που αφορούν στους επιφανειακούς ( $h < 70 \text{ Km}$ ) και στους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς ( $h \geq 70 \text{ Km}$ ) της περιοχής της Αμοργού.

Για την εύρεση της λύσης του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού της περιοχής, που περιγράφεται στην παρούσα μελέτη, χρησιμοποιήθηκαν οι πρώτες αποκλίσεις των επιμήκων σεισμικών κυμάτων (P) που δίνονται για το σεισμό αυτό από τα μηνιαία δελτία του ISC.

## 3. Σεισμοτεκτονική

### 3.1. Γεωγραφική διανομή των επικέντρων

Στο σχήμα 2 φαίνεται η γεωγραφική διανομή των επικέντρων των επιφανειακών και των ενδιάμεσου βάθους σεισμών της περιοχής της Αμοργού. Από το σχήμα αυτό προκύπτει ότι η πλειονότητα των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών εντοπίζεται στο βόρειο τμήμα της περιοχής. Αυτό οφείλεται στο γεγονός πως στο τμήμα αυτό βρίσκεται ο σεισμικός χώρος της σεισμικής ακολουθίας του μεγάλου σεισμού της 9.7.1956.



Σχ. 2. Γεωγραφική διανομή των επικέντρων των επιφανειακών (κύκλοι) και των ενδιάμεσου βάθους (τρίγωνα) σεισμών. Μεγάλα σύμβολα για  $M=5,5-7,5$  και μικρά σύμβολα για  $M=4,5-5,4$ .

### 3.2. Κατανομή των σεισμικών μεγεθών

Είναι γνωστό ότι η αθροιστική συχνότητα,  $N_k$ , των σεισμών μεγέθους  $M \pm \Delta M$ , που έχουν επίκεντρο σε ορισμένη επιφάνεια,  $S$ , και γίνονται σε ορισμένο χρονικό διάστημα,  $\kappa$ , δίνεται από τη σχέση

$$\log N_k = a_k - bM \quad (1)$$

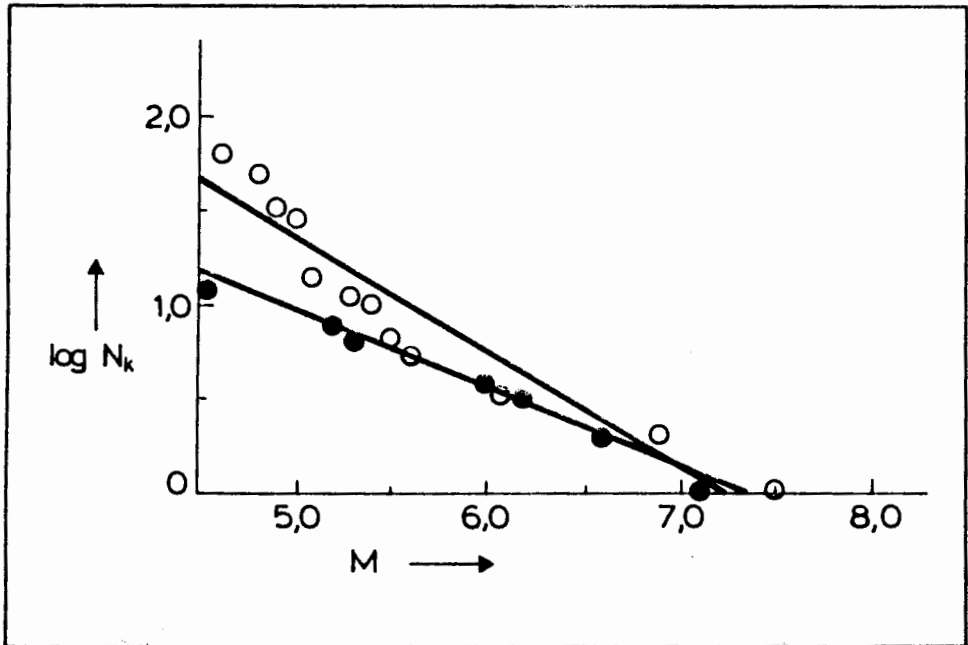
όπου  $a_k$  και  $b$  παράμετροι που εξαρτώνται από τη σεισμικότητα της περιοχής. Η παράμετρος  $a_k$  εξαρτάται από τα  $S$  και  $\kappa$ , ενώ η παράμετρος  $b$  εξαρτάται επίσης από τις τεκτονικές τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού στον εστιακό χώρο. Για χρονική περίοδο ενός έτους, δηλαδή για  $\kappa=1$ , η (1) γίνεται

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

Η παράμετρος  $a$  υπολογίζεται από τη σχέση

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

Οι λογάριθμοι της αθροιστικής συχνότητας,  $N_k$ , των μεγεθών,  $M$ , των επιφανειακών και των ενδιάμεσου βάθους σεισμών της περιοχής της Αμοργού, έχουν προβληθεί σε συνάρτηση με το  $M$  (σχ. 3). Οι συχνότητες εμφάνισης των σεισμικών μεγεθών  $4,8 \geq M \geq 4,5$  έχουν αναχθεί σε χρονική περίοδο 70 ετών. Συνεπώς, το υλικό παρατήρησης είναι ομογενές και στατιστικά πλήρες για το διάστημα 1911-1980 και για  $M \geq 4,5$ .



Σχ. 3. Συνάρτησις της αθροιστικής συχνότητας,  $N_k$ , των μεγεθών,  $M$ , των σεισμών της περιοχής της Αμοργού (άσπροι και μαύροι κύκλοι για τους επιφανειακούς και τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς αντίστοιχα).

Από τη σχέση (1) προσδιορίστηκαν, με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, οι παράμετροι  $a_k$  και  $b$  και από τη σχέση (3) υπολογίστηκε η παράμετρος  $a$ . Για τους επιφανειακούς σεισμούς βρέθηκαν οι τιμές

$$a_k = 4,40 \quad a = 2,55 \quad b = 0,61$$

και συνεπώς η σχέση (1) γίνεται

$$\log N_k = 4,40 - 0,61M \quad (4)$$

Για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους βρέθηκαν οι τιμές

$$a_k = 2,97 \quad a = 1,12 \quad b = 0,41$$

και συνεπώς η σχέση (1) γίνεται

$$\log N_k = 2,97 - 0,41M \quad (5)$$

Η παράμετρος  $b$  αποτελεί μια από τις σημαντικότερες παραμέτρους της σεισμολογίας γιατί παρέχει ενδείξεις για τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες των υλικών στις εστίες των σεισμών και χρησιμεύει σε ζητήματα σεισμικότητας και προβλήματα που έχουν σχέση με τη σεισμική πρόγνωση. Οι τιμές της παραμέτρου  $b$  που βρέθηκαν πιο πάνω είναι γενικά μικρές. Ο ΚΟΜΝΗΝΑΚΗΣ (1975) βρήκε, για διάφορα χρονικά διαστήματα και βήματα ταξινόμησης μεγεθών επιφανειακών σεισμών του Ελλαδικού χώρου, τιμές από 0,93 μέχρι 1,15, ενώ οι τιμές που βρήκε για τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς κυμαίνονται μεταξύ 0,54 και 0,62. Ο ΡΑΡΑΖΑΧΟΣ (1980) βρήκε, για τους επιφανειακούς σεισμούς των 19 σεισμοτεκτονικών τεμαχών, στα οποία χώρισε την Ελλάδα και τις γύρω περιοχές, τιμές από 0,46 μέχρι 1,14. Για το τεμάχιο στο οποίο ανήκει η περιοχή της Αμοργού βρήκε τιμή 0,70. Ο ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ (1982) βρήκε για τους επιφανειακούς σεισμούς του εξωτερικού, του εσωτερικού και ολόκληρου του Αιγαϊακού χώρου, τιμές 1,06, 0,95 και 1,06, αντίστοιχα, ενώ για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους η τιμή που βρήκε είναι 0,69. Πολύ πρόσφατα, ο ίδιος συγγραφέας (ΡΑΡΑΔΟΠΟΥΛΟΣ 1984α) βρήκε τιμές 1,14 και 0,55 για τους επιφανειακούς και τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς, αντίστοιχα, της περιοχής Κω - Νισύρου.

### 3.3. Στατιστικός καθορισμός της σεισμικότητας

Σαν μέτρα της σεισμικότητας χρησιμοποιούνται διάφορες στατιστικές ποσότητες που εξαρτώνται τόσο από το μέγεθος όσο και από τη συχνότητα των σεισμών. Τέτοιες ποσότητες είναι η μέση περίοδος επανάληψης,  $T_m$ , των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από μια ορισμένη τιμή,  $M$ , και το μέγιστο σεισμικό μέγεθος,  $M_t$ , που έχει τη μεγαλύτερη πιθανότητα να παρατηρηθεί σε ορισμένη περιοχή και σε χρονική περίοδο  $T$ . Η ποσότητα  $T_m$  δίνεται από τη σχέση

$$T_m = \frac{10^{bM}}{10^a} \quad (6)$$

που προκύπτει από τη (2). Η ποσότητα  $M_t$  δίνεται από τη σχέση (CURTIS 1973)

$$M_t = \frac{a + \log T}{b} \quad (7)$$

Από την (6) υπολογίστηκε η μέση περίοδος επανάληψης διαφόρων μεγεθών των επιφανειακών και των ενδιάμεσου βάθους σεισμών της περιοχής της Αμοργού (πίνακας 1). Από τις τιμές του πίνακα αυτού προκύπτει ότι

τα σεισμικά μεγέθη  $M \leq 7,0$  έχουν μικρότερη περίοδο επανάληψης στην επιφανειακή σεισμική δράση, ενώ τα μεγέθη  $M \geq 7,5$  έχουν μικρότερη περίοδο επανάληψης στην ενδιάμεσου βάθους σεισμική δράση της περιοχής της Αμοργού.

**ΠΙΝΑΚΑΣ 1**

| M   | Tm (έτη)     |                   |
|-----|--------------|-------------------|
|     | Σεισμοί      |                   |
|     | Επιφανειακοί | Ενδιάμεσου βάθους |
| 4,5 | 1,6          | 5,3               |
| 5,0 | 3,2          | 8,5               |
| 5,5 | 6,4          | 13,6              |
| 6,0 | 12,9         | 21,9              |
| 6,5 | 26,0         | 35,1              |
| 7,0 | 52,5         | 56,2              |
| 7,5 | 105,9        | 90,2              |

Στον πίνακα 2 δίνεται για διάφορες χρονικές περιόδους, T, η ποσότητα  $M_T$ . Από τις τιμές του πίνακα αυτού προκύπτει ότι για χρονικές περιόδους  $T < 75$  (έτη), η ποσότητα  $M_T$  είναι μεγαλύτερη στην επιφανειακή σεισμική δράση, ενώ για  $T = 75 - 100$  (έτη) η  $M_T$  είναι περίπου ίδια για την επιφανειακή και την ενδιάμεσου βάθους σεισμική δράση. Γενικά, μπορούμε να πούμε ότι στην περιοχή της Αμοργού η σεισμικότητα είναι μεγαλύτερη στην επιφανειακή, απ' ό,τι στην ενδιάμεσου βάθους, σεισμική δράση.

**ΠΙΝΑΚΑΣ 2**

| T (έτη) | $M_T$        |                   |
|---------|--------------|-------------------|
|         | Σεισμοί      |                   |
|         | Επιφανειακοί | Ενδιάμεσου βάθους |
| 1       | 4,2          | 2,7               |
| 10      | 5,8          | 5,2               |
| 25      | 6,5          | 6,1               |
| 50      | 7,0          | 6,9               |
| 75      | 7,3          | 7,3               |
| 100     | 7,5          | 7,6               |

Από τις τιμές των ποσοτήτων  $T_m$  και  $M_T$ , που βρήκε ο ΡΑΡΑΔΟΠΟΥΛΟΣ (1984a) για την περιοχή Κω - Νισύρου, και τη σύγκρισή τους μ' αυτές που βρέθηκαν για την περιοχή της Αμοργού, προκύπτουν τα εξής: α) Τα σεισμικά μεγέθη  $M \leq 5,0$  είναι συχνότερα στην περιοχή Κω - Νισύρου, ενώ τα μεγέθη  $M \geq 5,5$  είναι συχνότερα στην περιοχή της Αμοργού. β) Η ενδιάμεσου βάθους

σεισμικότητα της περιοχής της Αμοργού είναι σαφώς μικρότερη από εκείνη της περιοχής Κω - Νισύρου.

#### 3.4. Πάχος του σειсмоγόνου στρώματος των επιφανειακών σεισμών

Η γνώση του πάχους του σεισογόνου στρώματος των επιφανειακών σεισμών, που αποτελεί μέτρο του πάχους της λιθόσφαιρας, είναι δυνατόν να συμβάλει στην κατανόηση των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων μιας περιοχής. Όμως, εδώ μόνον ενδείξεις μπορούμε ν' αποκομίσουμε για το πάχος του σεισογόνου στρώματος γιατί το διαθέσιμο υλικό παρατήρησης (εστιακά βάθη των επιφανειακών σεισμών) είναι εξαιρετικά περιορισμένο. Αυτό συμβαίνει επειδή αξιόπιστα βάθη των επιφανειακών σεισμών του Ελλαδικού χώρου υπάρχουν μόνο για το μετά το 1963 διάστημα.

Στην περιοχή της Αμοργού έγιναν έξι επιφανειακοί σεισμοί με μέγεθος  $M$  4,5 στην περίοδο 1964-1980. Τα εστιακά βάθη αυτών των σεισμών ήταν 59, 17, 33, 37, 45, 40 Km. Τα βάθη αυτά υποδειχνουν την πιθανή ύπαρξη σεισογόνου στρώματος με σχετικά μεγάλο πάχος. Η μικρή τιμή της παραμέτρου  $b$  των επιφανειακών σεισμών ενισχύει την παραπάνω ένδειξη. Ελάττωση της τιμής αυτής της παραμέτρου, με την αύξηση του βάθους των σεισμικών εστιών, έχει βρεθεί σε διάφορες περιοχές της Γης. Στον Ελλαδικό χώρο η ελάττωση αυτή έχει παρατηρηθεί από αρκετούς συγγραφείς (GALANOPOULOS 1965, KARNIK 1967, PAPAACHOS et al. 1967, ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ 1968).

#### 3.5. Το πεδίο των τάσεων

Είναι γενικά γνωστό ότι από τις λύσεις του μηχανισμού γένεσης των σεισμών μπορούμε να πάρουμε πληροφορίες για τις τάσεις που ασκούνται στη λιθόσφαιρα μιας περιοχής. Από τέτοιες λύσεις έχουν εκπονηθεί χάρτες των τάσεων που ασκούνται στη λιθόσφαιρα του Αιγαϊακού χώρου (PAPAACHOS AND COMNINAKIS 1977, ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ 1982). Όπως προκύπτει από τους χάρτες αυτούς, στο σεισμοτεκτονικό τέμαχος των Κυκλάδων - Δωδεκανήσων το πεδίο των τάσεων δεν είναι ούτε τυπικό συμπίεστικό ούτε τυπικό εφελκυστικό, γιατί η διαφορά των κλίσεων των συνιστωσών θλίψης και εφελκυσμού είναι μικρή. Η επικρατούσα κίνηση στις σεισμικές εστίες είναι οριζόντια και οι διαρρήξεις είναι του τύπου ολίσθησης διεύθυνσης (STRIKE - SLIP) (σχ. 1).

Λύσεις του μηχανισμού γένεσης του μεγάλου σεισμού της 9.7.1956, με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των  $P$  κυμάτων, έχουν δημοσιεύσει οι PAPAACHOS και DELIBASIS (1969), MCKENZIE (1972) και RITSEMA (1974). Όπως προκύπτει από τις λύσεις αυτές, οι οποίες βρίσκονται σε γενική συμφωνία μεταξύ τους, η διάρρηξη του σεισμού αυτού είχε τα γενικά χαρακτηριστικά των διαρρήξεων ολόκληρου του τεμάχους. Η διεύθυνση και η κλίση των επιπέδων ( $\alpha$ ) και ( $\beta$ ), δηλαδή των επιπέδων του ρήγματος και του βοηθητικού επιπέδου, είναι, σύμφωνα τόσο με τη λύση των PAPAACHOS και DELIBASIS (1969) όσο και κατά προσέγγιση με τις άλλες λύσεις,  $\alpha(60^\circ, 61^\circ)$  και  $\beta(154^\circ, 83^\circ)$ . Όπως είναι γνωστό, με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των  $P$



κυμάτων δεν μπορούμε να διακρίνουμε με μονοσήμαντο τρόπο ποιο από τα δύο επίπεδα είναι το πραγματικό επίπεδο του ρήγματος. Πρόσθετα κριτήρια, μεταξύ των οποίων γεωλογικά και μακροσεισμικά, μπορούν να οδηγήσουν στην υπόδειξη του πραγματικού επιπέδου του ρήγματος. Για το σεισμό της 9.7.1956 τέτοια κριτήρια είναι τα εξής:

1) Όταν μια διάρρηξη γίνεται από την επίδραση ενός ζεύγους διατμητικών δυνάμεων, τα πλάτη των κυμάτων χώρου μηδενίζονται στο επίπεδο του ρήγματος και συνεπώς αναμένεται θεωρητικά, ελάχιστη διάδοση σεισμικής ενέργειας και ελάχιστα μακροσεισμικά αποτελέσματα κατά τη διεύθυνση του επιπέδου αυτού. Γι' αυτό, επίπεδο του ρήγματος θα είναι εκείνο που έχει την ίδια περίπου διεύθυνση με το μικρό άξονα της ισόσειστης ελάχιστης έντασης (GALANOPOULOS 1959). Για το σεισμό της 9.7.1956 δε γνωρίζουμε με ακρίβεια τη διανομή των ισόσειστων και το εάν η διάρρηξη έγινε από την επίδραση ενός ή δύο ζευγών διατμητικών δυνάμεων. Το γεγονός πως οι ισόσειστες του σεισμού αυτού δεν περιλαμβάνονται στον Άτλαντα Χαρτών Ισόσειστων των Σεισμών της Ελλάδας, που εκπονήθηκε και δημοσιεύτηκε από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου της Θεσσαλονίκης, σημαίνει, σύμφωνα με τους συγγραφείς του έργου αυτού (PAPAZACHOS et al. 1982), ότι τα μακροσεισμικά δεδομένα δεν είναι κατάλληλα για τη χάραξη αξιόπιστων ισόσειστων. Γνωρίζουμε όμως, από τα Δελτία του Σεισμολογικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου της Αθήνας, ότι η επικεντρική ένταση του σεισμού ( $I_0=9$ ) παρατηρήθηκε στα χωριά Ποταμός της Αμοργού και Οία της Σαντορίνης τα οποία, μαζί με το μικροσεισμικό επίκεντρο, βρίσκονται σε ευθεία με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ περίπου. Θα μπορούσαμε, συνεπώς, να θεωρήσουμε ότι αυτή είναι, πιθανώς, η διεύθυνση του βοηθητικού επιπέδου, με την προϋπόθεση πως η διάρρηξη έγινε από την επίδραση ενός ζεύγους δυνάμεων. Σύμφωνα με τον ΠΑΠΑΖΑΧΟ (1961), η κατά κανόνα ελλειψοειδής μορφή των ισόσειστων μικρής έντασης συνηγορεί υπέρ της θεωρίας του ενός ζεύγους διατμητικών τάσεων. Από τα μακροσεισμικά δεδομένα φαίνεται, σε πρώτη προσέγγιση, πως η μορφή των ισόσειστων του σεισμού της 9.7.1956 πρέπει να είναι ελλειψοειδής. Εξάλλου, όπως προκύπτει από τον Άτλαντα που προαναφέρθηκε, η πλειονότητα των επιφανειακών σεισμών του Ελλαδικού χώρου έχουν ισόσειστες με ελλειψοειδή μορφή. Άρα είναι λογικό να δεχτούμε πως ο σεισμός της Αμοργού έγινε, πιθανώς, από την επίδραση ενός ζεύγους δυνάμεων. Αν λοιπόν το βοηθητικό επίπεδο έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ περίπου, τότε το επίπεδο του ρήγματος, επειδή είναι κάθετο μ' αυτό, πρέπει να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΔ περίπου.

2) Ένα δεύτερο κριτήριο από το οποίο ενισχύεται η εκδοχή πως η διάδοση της σεισμικής ενέργειας πρέπει να ήταν μεγάλη κατά ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση περίπου, προέρχεται από παρατηρήσεις που αφορούν στο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που διεγέρθηκε από το μεγάλο σεισμό της Αμοργού. Το κύμα αυτό, σύμφωνα με το ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟ (1957), πρέπει να δημιουργήθηκε από μεγάλης κλίμακας κατολίσθηση γαιών από τις κλιτύς της υποθαλάσσιας τάφρου που διασχίζει το στενό Αμοργού - Αστυπάλαιας με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Εξάλλου, από τη γεωγραφική διανομή του ύψους του θαλάσσιου κύματος στις ακτές

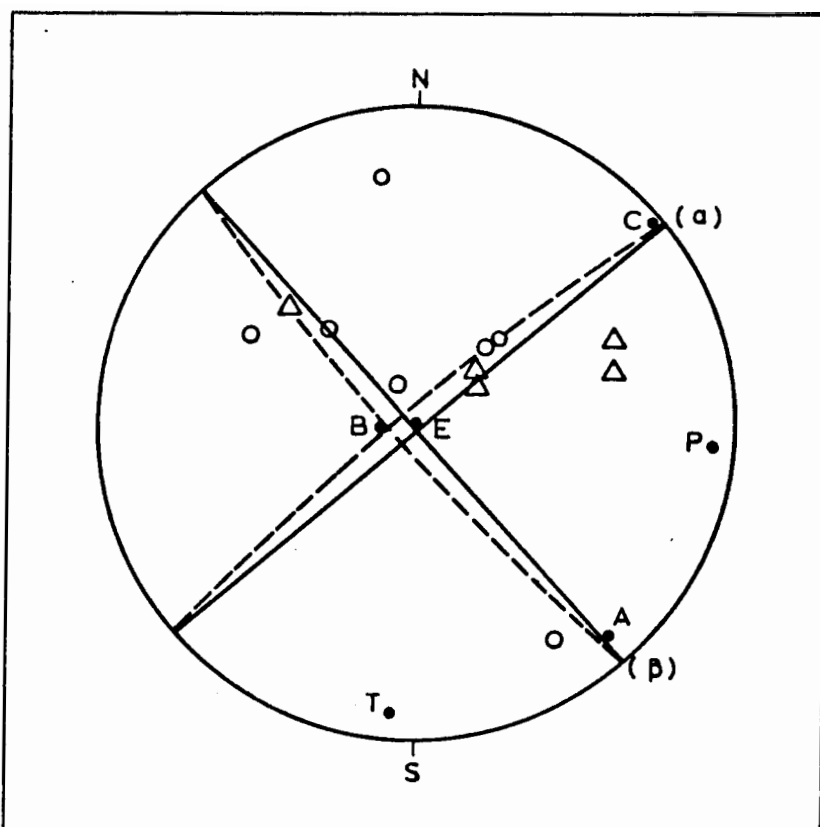
προκύπτει ότι αυτό υπήρξε μέγιστο (20-25 μέτρα) στη ΝΑ πλευρά της Αμοργού και στη ΒΔ πλευρά της Αστυπάλαιας. Οι περιοχές αυτές ορίζουν άξονα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, δηλαδή κάθετη με τη διεύθυνση της τάφρου. Αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις του TAKAHASI (1963), από τις οποίες προκύπτει ότι η ενέργεια ενός θαλάσσιου κύματος βαρύτητας είναι μεγαλύτερη κατά τη διεύθυνση της μικρής διαμέτρου της ελλειψοειδούς πηγής του κύματος, παρά κατά τη διεύθυνση της μεγάλης διαμέτρου. Άρα ο μεγάλος και ο μικρός άξονας της ελλειψοειδούς πηγής του θαλάσσιου κύματος της Αμοργού πρέπει να έχουν διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ, αντίστοιχα. Το αποτέλεσμα αυτό ενισχύει την άποψη πως το κύμα διεγέρθηκε από κατολίσθηση μεγάλων ποσοτήτων χαλαρών υλικών κατά μήκος της τάφρου. Τέτοια κατολίσθηση ασφαλώς θα μπορούσε να συμβεί αν η διάδοση της σεισμικής ενέργειας ήταν μεγάλη κατά ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση, δηλαδή παράλληλα με την τάφρο. Συνεπώς, αυτή περίπου πρέπει να είναι και η διεύθυνση του βοηθητικού επιπέδου, ενώ το επίπεδο του ρήγματος πρέπει να έχει ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση περίπου.

Με βάση τα προηγούμενα κριτήρια μπορούμε να υποθέσουμε ότι, σύμφωνα με τη λύση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού, το επίπεδο  $\alpha$  ( $60^\circ$ ,  $61^\circ$ ) είναι το βοηθητικό, ενώ το επίπεδο  $\beta$  με διεύθυνση  $154^\circ$  και κλίση  $83^\circ/\text{ΝΔ}$  είναι το επίπεδο του ρήγματος. Από την ίδια λύση προκύπτει ότι η κίνηση είναι δεξιόστροφη με το βορειοανατολικό και το νοτιοδυτικό τέμαχος να κινούνται προς ΝΑ και ΒΔ, αντίστοιχα.

Μια ακόμη λύση του μηχανισμού γένεσης ενός επιφανειακού σεισμού (12.3.1974,  $H = 18:21:35$ ,  $\varphi = 36,8^\circ \text{ N}$ ,  $\lambda = 26,4^\circ \text{ E}$ ,  $M = 5,0$ ) βρέθηκε, με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των Ρ κυμάτων, για την πληρέστερη εξέταση της σεισμοτεκτονικής της περιοχής της Αμοργού. Χρησιμοποιήθηκαν 13 παρατηρήσεις πρώτων αποκλίσεων κυμάτων Ρ. Αν και το πλήθος των παρατηρήσεων είναι μικρό, η λύση που βρέθηκε είναι ικανοποιητική γιατί ορίστηκαν με ακρίβεια οι οριζικές επιφάνειες των επιπέδων του ρήγματος και του βοηθητικού και το ποσοστό των παρατηρήσεων, που είναι σύμφωνες με τη λύση αυτή, είναι μεγάλο ( $\eta = 12/13$  ή  $92\%$ ). Σύμφωνα με τη λύση αυτή, οι κινηματικοί άξονες είναι: Ρ ( $94^\circ$ ,  $4^\circ$ ), Τ ( $187^\circ$ ,  $4^\circ$ ), Α ( $139^\circ$ ,  $6^\circ$ ), C ( $50^\circ$ ,  $2^\circ$ ). Τα επίπεδα ( $\alpha$ ) και ( $\beta$ ) είναι:  $\alpha$  ( $50^\circ$ ,  $84^\circ$ ),  $\beta$  ( $140^\circ$ ,  $88^\circ$ ). Επειδή η λύση αυτή (σχ. 4) έχει μεγάλη ομοιότητα μ' εκείνη του μεγάλου σεισμού της 9.7.1956 είναι λογικό να δεχτούμε πως το επίπεδο του ρήγματος είναι, πιθανώς, το  $\beta$  ( $140^\circ$ ,  $88^\circ$ ). Η κίνηση είναι κυρίως οριζόντια δεξιόστροφη με το βορειοανατολικό και το νοτιοδυτικό τέμαχος να κινούνται προς ΝΑ και ΒΔ, αντίστοιχα.

#### 4. Ερμηνεία των αποτελεσμάτων και συμπεράσματα

Η περιοχή της Αμοργού έχει τις γενικές σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του τεμαχίου των Κυκλάδων - Δωδεκανήσων, στο οποίο ανήκει, δηλαδή χαρακτηρίζεται από πεδίο τάσεων που δεν είναι ούτε τυπικό εφελκυστικό, ούτε τυπικό συμπιεστικό. Οι διαρρηξίσεις είναι του τύπου ολίσθηση διεύθυνσης. Όμως, φαίνεται ότι υπάρχουν ορισμένες διαφορές μεταξύ των ιδιοτήτων της περιοχής της Αμοργού και της περιοχής Κω - Νισύρου, που αποτελεί το ανατολικό τμήμα



Σχ. 4. Λύση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού που έγινε (12.3.1974) στην περιοχή της Αμοργού ( $\varphi=36,8^\circ$  N,  $\lambda=26,4^\circ$  E,  $M=5,0$ ).

του πιο πάνω τεμάχους. Συγκεκριμένα, η τιμή της παραμέτρου  $b$ , που βρέθηκε για τους επιφανειακούς σεισμούς της περιοχής της Αμοργού, είναι μικρή και υποδείχνει, σύμφωνα με τα πειραματικά αποτελέσματα του MOGI (1962a, b) και του SCHOLZ (1968), την πιθανή ύπαρξη ομοιογενούς υλικού και συμμετρική κατανομή υψηλών τάσεων στο σεισμογόνο στρώμα. Η άποψη αυτή ενισχύεται από την απουσία προσεισμών στη σεισμική ακολουθία του μεγάλου σεισμού της 9.7.1956 και από το μέτριο πλήθος μετασεισμών της ακολουθίας αυτής (ΠΑΡΑΖΑΧΟΣ 1971). Εξάλλου, το πιθανώς μεγάλο πάχος του σεισμογόνου στρώματος, ενισχύει επίσης την πιο πάνω άποψη, γιατί θεωρείται ότι η ομοιογένεια των πετρωμάτων αυξάνει με το βάθος. Αντίθετα, στην περιοχή Κω - Νισύρου το υλικό πρέπει να είναι λιγότερο ομοιογενές και οι τάσεις πιθανώς είναι λιγότερο υψηλές και συμμετρικές. Αυτό υποδειχεται τόσο από τη σχετικά μεγάλη τιμή της παραμέτρου  $b$  (1, 14) όσο και από την παρατήρηση πως οι μικροί σεισμοί

( $M \leq 5,0$ ) είναι συχνότεροι στην περιοχή αυτή, ενώ οι μεγάλοι σεισμοί ( $M \geq 5,5$ ) είναι συχνότεροι στην περιοχή της Αμοργού.

Η μεγάλη ομοιότητα στο μηχανισμό γένεσης των σεισμών της 9.7.1956 και της 12.3.1974 υποδηλώνει παρόμοιες μηχανικές ιδιότητες των πετρωμάτων στις εστίες των δύο σεισμών και ένα κοινό αίτιο γένεσης αυτών. Το αίτιο αυτό προκαλεί δεξιόστροφες ολισθήσεις διεύθυνσης με πιθανή ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση των ρηγμάτων. Ασφαλώς, το αίτιο γένεσης των επιφανειακών σεισμών της περιοχής της Αμοργού, αλλά και ολόκληρου του τεμάχους των Κυκλάδων - Δωδεκανήσων, πρέπει ν' αναζητηθεί στις γεωδυναμικές συνθήκες του χώρου του Νότιου Αιγαίου.

Ο MCKENZIE, για να ερμηνεύσει τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της Ελλάδας και των γύρω περιοχών, διατύπωσε το 1972 την άποψη πως ο Αιγαιακός χώρος αποτελεί μια λιθοσφαιρική πλάκα (Αιγαία πλάκα) που κινείται από ΒΑ προς ΝΔ. Η άποψη αυτή, την οποία απέρριψε ο ίδιος συγγραφέας αργότερα (MCKENZIE 1978), παρουσιάζει σοβαρά μειονεκτήματα από τα οποία το σοβαρότερο είναι πως δεν μπορεί να ερμηνεύσει τη σεισμική δράση και το μηχανισμό γένεσης των σεισμών που γίνονται στο εσωτερικό, και όχι στα όρια, της Αιγαιίας πλάκας. Αυτό τονίστηκε ιδιαίτερα από τον ΡΑΡΑΖΑΧΟΣ (1974) ο οποίος θεώρησε χαρακτηριστική την περίπτωση του σεισμού της 9.7.1956 της Αμοργού. Όμως, οι εφελκυστικές τάσεις (σχ. 1) με γενική διεύθυνση ΒΒΑ-Ν-ΝΔ, που χαρακτηρίζουν το χώρο που βρίσκεται νότια από την τάφρο του Βόρειου Αιγαίου και βόρεια από το σεισμοτεκτονικό τεμάχος των Κυκλάδων - Δωδεκανήσων, δείχνουν ότι είναι πολύ πιθανή η κίνηση αυτού του χώρου προς ΝΔ περίπου. Φαίνεται, συνεπώς, ότι η αρχική ιδέα του MCKENZIE διατηρεί την αξία της σε ό,τι αφορά την προς τα ΝΔ κίνηση κάποιου λιθοσφαιρικού «μπλοκ» στο Κεντρικό Αιγαίο. Βέβαια, το νότιο όριο αυτού του «μπλοκ» δεν μπορεί να βρίσκεται κατά μήκος του εξωτερικού τμήματος του Ελληνικού τόξου, αλλά βορειότερα εκεί που αλλάζει το πεδίο των τάσεων, δηλαδή κατά μήκος του σεισμοτεκτονικού τεμάχους των Κυκλάδων - Δωδεκανήσων. Ίσως το εξαιρετικά επίμηκες αυτό τεμάχος να αποτελεί απλώς ένα όριο, κατά μήκος του οποίου πραγματοποιούν σχετική οριζόντια κίνηση τα λιθοσφαιρικά τεμάχη που βρίσκονται βόρεια (Κεντρικό Αιγαίο) και νότια (Νότιο Αιγαίο) απ' αυτό. Είναι πιθανό σε μια τέτοια κίνηση να συμβάλλουν έμμεσα και οι συμπιεστικές δυνάμεις που ασκούνται, λόγω της ενεργού κατάδυσης της Μεσογειακής (ή Αφρικανικής) λιθόσφαιρας, στο νότιο όριο του Αιγαιακού χώρου (περιοχή δυτικά της Κρήτης μέχρι ανατολικά της Ρόδου) με σταθερή ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση (ΡΑΡΑΖΑΧΟΣ AND COMNINAKIS 1971, MCKENZIE 1972, 1978, LE RICHON AND ANGELIER 1979, ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ 1982). Όμως, για την ακριβέστερη εξέταση των ζητημάτων αυτών απαιτείται περισσότερη έρευνα για τη σεισμοτεκτονική του Αιγαιακού χώρου.

Σε ό,τι έχει σχέση με την ενδιάμεσου βάθους σεισμικότητα στην περιοχή της Αμοργού, μπορούμε να πούμε ότι, όπως προκύπτει από τις τιμές των ποσοτήτων  $T_m$  και  $M_T$ , αυτή είναι μικρότερη από την επιφανειακή σεισμικότη-

τα. Η παρατήρηση αυτή, σε συνδυασμό με το γεγονός πως η επικεντρική ένταση των ενδιάμεσου βάθους σεισμών, όχι μόνο της Αμοργού αλλά ολόκληρου του Νότιου Αιγαίου, παρατηρείται συχνά όχι στους τόπους των μικροσεισμικών επικέντρων αλλά στο εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου (π.χ. Κρήτη), δείχνει ότι ο σεισμικός κίνδυνος στην περιοχή της Αμοργού αφορά, κυρίως, στην επιφανειακή σεισμική δράση.

Στη μελέτη αυτή διαπιστώθηκε πως η ενδιάμεσου βάθους σεισμικότητα της περιοχής της Αμοργού είναι σαφώς μικρότερη από εκείνη της περιοχής Κω - Νισύρου. Έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον να εξετασθεί αν αυτή η μείωση της σεισμικότητας, από ανατολικά προς δυτικά περίπου, χαρακτηρίζει τη ζώνη BENIOFF του Ν. Αιγαίου σ' όλο το πλάτος της. Αν πράγματι δείχτει κάτι τέτοιο, αυτό ίσως αποτελέσει πρόσθετη ένδειξη υπέρ της άποψης πως η Μεσογειακή λιθόσφαιρα, που καταδύεται κάτω από το Ν. Αιγαίο, πραγματοποιεί αριστερόστροφη περιστροφή (LE PICHON AND ANGELIER 1979, PAPADOPOULOS 1984b).

#### BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- COMNINAKIS, P. E. and PAPAACHOS B. C. 1982. — A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1980, Univ. of Thessaloniki, Geoph. Lab. Public., 5, 1-146.
- CURTIS J. W. 1973. — A magnitude domain study of the seismicity of Papua, New Guinea and the Solomon Islands. — Bull. Seism. Soc. Amer., 63, 787-806.
- ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ Α. Γ. 1957. — Το θαλάσσιο σεισμικό κύμα της 9 Ιουλίου 1956. — Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών, 32, 90-101.
- ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ Α. Γ. 1959. — Macroseismic evidence for the fault plane, Ann. di Geof., 12, 189-196.
- ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ Α. Γ. 1965. — Evidence for the seat of the strain - producing forces, Ann. di Geof., 18, 399-409.
- ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ Ι. Κ. 1968. — Χαρακτηριστικοί παράμετροι των Προ- και Μετασεισμικών σειρών εις τον Ελληνικόν χώρο. — Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιον Αθηνών, 1-105.
- ΚΑΡΝΙΚ V. 1967. — Crustal and upper mantle seismic activity in the European area. — Stud. Geoph. et Geod., 11, 324-334.
- ΚΟΜΝΗΝΑΚΗΣ Π. Ε. 1975. — Συμβολή εις την έρευναν της σεισμικότητας του Ελληνικού χώρου. — Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιον Αθηνών, 1-110.
- LE PICHON X. and ANGELIER J. 1979. — The Hellenic arc and trench system: a key to the tectonic evolution of the eastern Mediterranean area. — Tectonophysics, 60, 1-42.
- ΜΚΕΝΖΙΕ D. 1972. — Active tectonics of the Mediterranean region. — Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc., 30, 109-185.
- ΜΚΕΝΖΙΕ D. 1978. — Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. — Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc., 55, 217-254.
- ΜΟΓΙ Κ. 1962a. — Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. — Bull. Earthq. Res. Inst., 40, 125-173.
- ΜΟΓΙ Κ. 1962b. — Magnitude - Frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. — Bull. Earthq. Res. Inst., 40, 831-853.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ Γ. Α. 1982. — Συμβολή στη μελέτη της ενεργού τεκτονικής βάθους του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. — Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 1-176.

- PAPADOPOULOS G. A. 1984a. - Seismic properties in the eastern part of the South Aegean volcanic arc. - Bull. Volcan., 47-1, 143-152.
- PAPADOPOULOS G. A. 1984b. - Cenozoic magnetism and deep tectonics in the Aegean area. - Ann. Geol. des Pays Hell. (under publication).
- ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ Β. Κ. 1961. - Συμβολή εις την έρευναν επί του μηχανισμού γενέσεως των σεισμών της Ελλάδος. - Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιον Αθηνών, 1-75.
- PAPAZACHOS B. C. 1971. - Aftershock activity and aftershock risk in the area of Greece. - Ann. di Geof., 24, 439-456.
- PAPAZACHOS B. C. 1974. - Seismotectonics of the eastern Mediterranean area. - In: Engineering Seismology and Earthquake Engineering, Ser. E, No. 3, Noordhoff - Leiden, 1-32.
- PAPAZACHOS B. C. 1980. - Seismicity rates and long - term earthquake prediction in the Aegean area. - Quatern. Geod., 3, 171-190.
- PAPAZACHOS B. C. and COMNINAKIS P. E. 1971. - Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. - Jour. Geoph. Res., 76, 8517-8533.
- PAPAZACHOS B. C. and COMNINAKIS P. E. 1977. - Modes of lithospheric interaction in the Aegean area. - Int. Symp. on the Str. Hist. of the Mediter. Basins, Split, 1976, Edit. Technip, Paris 319-331.
- PAPAZACHOS B., DELIBASIS N., LIAPIS N., MOUMOULIDIS G. and PURCARU G. 1967. - Aftershock sequences of some large earthquakes in the region of Greece. - Ann. di Geof., 20, 1-93.
- PAPAZACHOS B. C., COMNINAKIS P. E., HATZIDIMITRIOU P. M., KIRIAKIDIS E. G., KYRATZI A. A., PANAGIOTOPOULOS C. A., PAVLIDES S. B., TZANIS E. P. 1982. - Atlas of isoseismal maps for earthquakes in Greece 1902-1981. - Univ. of Thessaloniki, Geoph. Lab. Public., 4, 1-125.
- PAPAZACHOS B. C. and DELIBASIS N. D. 1969. - Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. - Tectonophysics, 7, 231-255.
- RITSEMA A. B. 1974. - The earthquake mechanism of the Balkan region. - Roy. Netherl. Meteor. Inst., Scient. Rep. Nr. 74-4, 1-36.
- SCHOLZ C. H. 1968. - The frequency - magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. - Bull. Seism. Soc. Amer., 58, 399-415.
- TAKAHASI R. 1963. - A summary report on the Chilean Tsunami of May 24, 1960, as observed along the coast of Japan. - 10th Pacific Sci. Congr., Tsunami Sympos., 1961, IUGG Monograph No 24, 77-86.

#### Παράτηρηση Δημ. Κισκύρα

Στην ανακοίνωση Γερ. Παπαδοπούλου της 24.10.83. Ο προσδιορισμός της διεύθυνσης του ρήγματος, με το οποίο συνδέεται ο σεισμός 1956 της Αμοργού, έγινε με την προϋπόθεση ότι αυτή συμπίπτει με τη διεύθυνση του μικρού άξονα της ελλειψοειδούς ισόσειστης με την ελάχιστη ένταση. Αυτό όμως στις περισσότερες τουλάχιστον περιπτώσεις δεν ισχύει για τον εξής απλούστατο λόγο. Όταν ο σεισμός οφείλεται σε μια μετάπτωση, δηλ. σε ένα ζεύγος διαμητικών δυνάμεων, τότε τα σεισμικά κύματα, κατά κύριο λόγο εγκάρσια, θα προχωρούν κάθετα στο επίπεδο της μετάπτωσης αλλά η διαταραχή επεκτείνεται σε όλο το μήκος της μετάπτωσης με επικράτηση των επιμήκων κυμάτων.

Έτσι το μεγαλύτερο ποσό της παραγόμενης σεισμικής ενέργειας ακτινοβολείται στη διεύθυνση της μετάπτωσης με αποτέλεσμα την επιμήκυνση των ισοσειστών κατά την ίδια διεύθυνση. Εφόσον λοιπόν οι ισόσειστες ου σεισμού της Αμοργού έχουν ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση αυτή θα είναι και η διεύθυνση του επιπέδου του ρήγματος και όχι του βοηθητικού. Συνεπώς, το σεισμογόνο ρήγμα θα έχει τη διεύθυνση της τάφρου μεταξύ Αμοργού - Αστυπάλαιας. Στην τάφρου αυτή έγιναν άλλωστε και οι κατολισθήσεις, που προκάλεσαν το θαλάσσιο σεισμικό κύμα, το οποίο είχε μεγαλύτερη επέκταση στη διεύθυνση της τάφρου διό και λιγότερο ύψος.