

Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.	Αθήνα
Bull. Geol. Soc. Greece	XIX	285-308	1987
	Vol.	pag.	Athens

ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΕΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ

Ε. ΛΑΓΙΟΣ, Ν. ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ, Ι. ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ & Β. ΚΟΥΣΚΟΥΝΑ*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Είναι γνωστό ότι η περιοχή της ρηγματικής ζώνης της Αταλάντης παρουσιάζει σχετικά μεγάλο σεισμικό κίνδυνο. Αυτός είναι ο λόγος που τα τελευταία χρόνια εφαρμόζονται λεπτομερείς σεισμολογικές και βαρυτομετρικές μελέτες με την εγκατάσταση σεισμολογικού και μικροβαρυτομετρικού δικτύου για την μελέτη της τεκτονικής συμπεριφοράς της περιοχής.

Ετην εργασία αυτή εκτίθενται τα αποτελέσματα ενός σεισμολογικού δικτύου από πέντε φορητούς σεισμογράφους που λειτούργησε στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης για ένα περίπου χρόνο, από το 1981 μέχρι 1982. Στη συνέχεια το δίκτυο αυτό αντικαταστάθηκε από ένα τηλεμετρικό δίκτυο από 9 σταθμούς και έτσι διασφαλίσθηκε σταθερά η μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής με αποτελεσματικότερο τρόπο.

Παράλληλα με τις σεισμολογικές έρευνες ιδρύθηκε το 1981 στην ίδια περιοχή ένα βαρυτομετρικό δίκτυο υψηλής ακρίβειας για την μελέτη της μεταβολής της βαρύτητας με τον χρόνο. Ένας συνολικός αριθμός από 68 σταθμούς μετρήθηκε στην περιοχή με μέγιστη τυπική απόκλιση οργάνου (βαρυτομέτρου) $8\mu\text{gals}$ (0.08g), τόσο κατά την εγκατάσταση του δικτύου όσο και κατά τις δύο ε-

(*) Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Γεωλογικό Τμήμα, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη-Ιλίσια, 157 84*ΑΘΗΝΑ

παναμετρήσεις αυτού το 1982 και 1983.

Όπως προέκυψε από την ανάλυση και τελική ερμηνεία των δεδομένων δεν υπήρξε μεταβολή της βαρύτητας κατά το 1981/82, πράγμα που είναι συμβιβαστό με την εικόνα της σεισμικότητας της αντίστοιχης χρονικής περιόδου. Προκαταρκτική όμως ανάλυση των δεδομένων της επαναμέτρησης του 1983 έδειξε ότι υπάρχει μεταβολή στην ένταση της βαρύτητας της περιοχής. Η μεταβολή αυτή, δεν είναι δυνατόν να διαπιστωθεί τελικά αν οφείλεται σε τεκτονικά ή μη τεκτονικά αίτια, λόγω μη ύπαρξης άλλων συναφών δεδομένων. Ενδεχόμενα η μεταβολή αυτή να οφείλεται σε μη τεκτονικά αίτια και πιθανόν στην αύξηση του υδροφόρου ορίζοντα.

Οι συχνότερες επαναμετρήσεις του δικτύου σε συνδιασμό με την παρακολούθηση του υδροφόρου ορίζοντα της περιοχής θα δώσουν την δυνατότητα εντοπισμού των παραγόντων εκείνων, που είναι τεκτονικής φύσης, με αποτέλεσμα μια θετική συνεισφορά στο πρόβλημα της πρόγνωσης μεγάλου σεισμού. Στην περίπτωση διαπίστωσης από το σεισμολογικό δίκτυο, αύξησης της σεισμικότητας της περιοχής, συνιστάται άμεση και συχνότερη επαναμέτρηση του βαρυτομετρικού δικτύου.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Μιά από τις σεισμογενείς περιοχές της Ελλάδας, που χαρακτηρίζεται από μεγάλη σχετικά σεισμική επικινδυνότητα, είναι η ευρύτερη περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης (Μακρόπουλος 1978). Στην περιοχή αυτή κατά το παρελθόν έλαβαν χώρα καταστρεπτικοί σεισμοί και επειδή ακόμα και σήμερα υπάρχει σχετικά μεγάλος σεισμικός κίνδυνος απαιτούνται ιδιαίτερα λεπτομερείς σεισμολογικές και λοιπές γεωφυσικές μελέτες.

Όπως και σε άλλες σεισμικά ενεργές περιοχές της υδρογείου (Καλιφόρνια, Ιαπωνία κ.λ.π.) γίνονται συνδιασμένες σεισμολογικές και γεωφυσικές έρευνες προσδιορισμού των παραμέτρων εκείνων που συμβάλλουν στην πρόγνωση των σεισμών, έτσι και στην περιοχή της Λοκρίδας τα τελευταία χρόνια γίνονται συντο-

νισμένες παρατηρήσεις με άμεσο σκοπό την παρακολούθηση της τεκτονικής δραστηριότητας της περιοχής.

Είναι γνωστό ότι έχουν παρατηρηθεί μεταβολές στην επιφανειακή τιμή του πεδίου βαρύτητας μιάς τεκτονικά ενεργούς περιοχής πριν ή μετά από μεγάλους σεισμούς (Barnes 1966, Oliver *et al.* 1974, Chen *et al.* 1979). Αυτός είναι ένας σημαντικός λόγος που συνιστάται η εγκατάσταση πυκνών, επαναμετρήσιμων και υψηλής ακρίβειας βαρυτομετρικών δικτύων σε σεισμικά ενεργές περιοχές. Πρόσθετα, η εκτέλεση βαρυτομετρικών μετρήσεων είναι αρκετά σύντομη και πολύ φθηνότερη συγκρινόμενη με τη εκτέλεση γεωδαιτικών μετρήσεων, που η ακρίβεια των τελευταίων είναι συνάρτηση της τετραγωνικής ρίζας της απόστασης των μετρήσεων (Bomford 1971). Παρόλα αυτά όμως σήμερα συνιστάται η συνδυασμένη εκτέλεση επαναληπτικών βαρυτομετρικών και γεωδαιτικών μετρήσεων (Whitcomb 1976).

Στην περίπτωση εκδήλωσης σεισμού μεγέθους M , η οριζόντια έκταση D της σεισμικής περιοχής που αναμένεται να παρουσιάσει ανώμαλη συμπεριφορά σχετίζεται με την παρακάτω εμπειρική σχέση (Anderson and Whitcomb 1975):

$$\log D \text{ (km)} = 0.26M + 0.46 \quad (1)$$

Η διάρκεια (σε μέρες) του πρόδρομου χρόνου (T) εκδήλωσης σεισμού και το μέγεθος αυτού (M), συνδέονται με τη σχέση (Scholz *et al.* 1973):

$$\log T = 0.685M - 1.57 \quad (2)$$

Βάσει των παραπάνω δύο σχέσεων καθίσταται φανερό ότι για ένα σεισμό μεγέθους $M=6.0$, η "ανώμαλος" περιοχή έχει οριζόντια έκταση 105 km ενώ ο πρόδρομος χρόνος είναι 12 περίπου μήνες. Αυτό σημαίνει ότι προκειμένου να προγνωσθεί σεισμική δόνηση $M>6.0$ θα πρέπει να εκτελείται επαναμέτρηση των βαρυτομετρικών δικτύων τουλάχιστον κάθε 12 μήνες.

Στην παρούσα εργασία γίνεται περιγραφή των σεισμολογικών παρατηρήσεων, που καταγράφηκαν από δίκτυο σειсмоγράφων για ένα περίπου χρόνο στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης.

Στη συνέχεια περιγράφεται το μικροβαρυτομετρικό δίκτυο που εγκαταστάθηκε στην περιοχή και εκτίθενται τα αποτελέσματα των δύο επαναμετρήσεων.

2. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ

Η περιοχή της Αταλάντης ανήκει στις σεισμογενείς περιοχές του Ελληνικού χώρου. Η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής αυτής είναι γνωστή από τους ιστορικούς χρόνους. Στόν Πίνακα I παρουσιάζεται μιά σύντομη ανασκόπηση της σεισμικής δραστηριότητας από αρχαιότατων χρόνων μέχρι σήμερα.

Από τη στατιστική επεξεργασία όλων των σεισμών, που έγιναν στην περιοχή (38.3° - 39.0° Β και 22.8° - 23.5° Α) από το 1900 μέχρι σήμερα, προκύπτουν τα παρακάτω (Galanopoulos 1976, Makropoulos, 1978):

1. Το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού M που είναι δυνατό να συμβεί στα επόμενα T χρόνια είναι :

T	1	10	20	50	100
M	3.7	5.1	5.5	6.1	6.7

2. Η περίοδος επανάληψης T (σε έτη) σεισμού μεγέθους $M > 5$ είναι:

M	5.0	5.5	6.0	6.5
T	8.3	18.6	42	93

Όπως προκύπτει λοιπόν από τα παραπάνω στοιχεία η περίοδος επανάληψης μεγάλου σεισμού $M=6.5$, που είναι 93 χρόνια (ο τελευταίος έγινε το 1894), εξαντλείται ύστερα από μερικά χρόνια.

Μεσαίωνες 426 π.Χ	Πολυάριθμοι σεισμοί προκαλούν μεγάλες καταστροφές στην Βοιωτία, Ορχομενό και Λίμνη Κοπαΐδας.
Μέσος 426 π.Χ	Νέες σεισμικές δονήσεις μεγάλου μεγέθους προκαλούν εδαφικές μεταβολές, θαλάσσια κύματα και προξενούνται καταστροφές στις Ρουβίτες, Εκάρφεια, Θρόνιο, Λόνο, Θύματα : 1000 περίπου νεκροί
186 - 107 π.Χ.	Ισχυρός σεισμός προκαλεί καταστροφή Οίου.
Συλλογός 551	Καταστροφικός σεισμός στον Μαλιακό (Κροισισιακό) Κόλπο προκαλεί καταστροφές στην Βοιωτία και Λοκρίδα. Καταστροφή οκτώ πόλεων μεταξύ αυτών και η Χαϊρώνια. Δημιουργία επιφανειακών ρηγμάτων. Πρόκληση θαλάσσιου κύματος προξενεί καταστροφές στις παραλιακές πόλεις Λοκρίδας και Μαλιακού Κόλπου, κατάρρευση των τειχών των Θερμοπυλών.
29 Σεπτεμβρίου 1853	Ισχυρός σεισμός στην περιοχή Βοιωτίας προκαλεί σημαντικές καταστροφές στις πόλεις Αταλάντη και Χαλκίδα.
29 Απριλίου 1894	Ισχυρότατος σεισμός ($M=6.7$) με επίκεντρο ($38,6^{\circ}$ Β $23,2^{\circ}$ Α) προκαλεί μεγάλες καταστροφές και πολυάριθμες διασρήσεις : α) κατά μήκος της Σκάλας β) Μεταξύ Πευκοχωρίου και Μαλεσίνας γ) Μεταξύ Μαρτίνου-Αταλάντης και δ) Στο Φαρμακόμευμα μεταξύ Λιβανατών και Σκεντέρεγας.
27 Απριλίου 1894	Νέα ισχυρότατη σεισμική δόνηση ($M=6,9$) με επίκεντρο ($38,7$ Β, $23,1$ Α). Ακολουθούν πολλά δευτερογενή φαινόμενα (καταστροφή σπηλαίων, αποξήρανση ή γένεση νέων πηγών, κατολισθήσεις, αναβρασμός υδάτων, παλιόροιακά κύματα κ.λ.π.). Εμφάνιση του ρήγματος της Λοκρίδας μήκους 55 km με δευτερογενείς κλάδους. Τελικός απολογισμός των σεισμών Απριλίου 1894 : Θύματα : 255 νεκροί 146 σοβαρά τραυματισμένοι Υλικές ζημιές : Κατάρρευση 3783 σπιτιών
27 Σεπτεμβρίου 1916	Ισχυρός σεισμός ($M=5,9$) με επίκεντρο ($38,9^{\circ}$ Β, $23,0^{\circ}$ Α) προκαλεί βλάβες στις Λιχάδες.
12 Σεπτεμβρίου 1952	Σεισμός ($M=4,5$) με επίκεντρο ($38,4$ Β, $23,4^{\circ}$ Α)
14 Νοεμβρίου 1974	Σεισμοί ($M=5,1 - 5,2$) με επίκεντρο ($38,5^{\circ}$ Β $23,1^{\circ}$ Α)
1 Απριλίου 1975	Σεισμός ($M=4,5$) με επίκεντρο ($38,5^{\circ}$ Β, $23,2^{\circ}$ Α) προκαλεί βλάβες στην Αλιάντρο.
2 Δεκεμβρίου 1979	Σεισμική δόνηση ($M=3,8$) με επίκεντρο ($38,4^{\circ}$ Β, $23,1^{\circ}$ Α)

Αυτό βέβαια δεν σημαίνει ότι θα έχουμε οπωσδήποτε σκληρό σεισμό από την περιοχή τα αμέσως προσεχή χρόνια, γιατί με στατιστική προσδιορίζουμε μέσες περιόδους επανάληψης κάτω από ορισμένες παραδοχές (π.χ. η σεισμικότητα στο μέλλον θα αντιγράφει το παρελθόν, κλπ.).

Τον Ιούλιο του 1981 άρχισαν συντονισμένες προσπάθειες παρακολούθησης της περιοχής με την εγκατάσταση πέντε (5) τρο-
ρητών σειсмоγράφων τύπου MEQ-800 στις παρακάτω περιοχές:

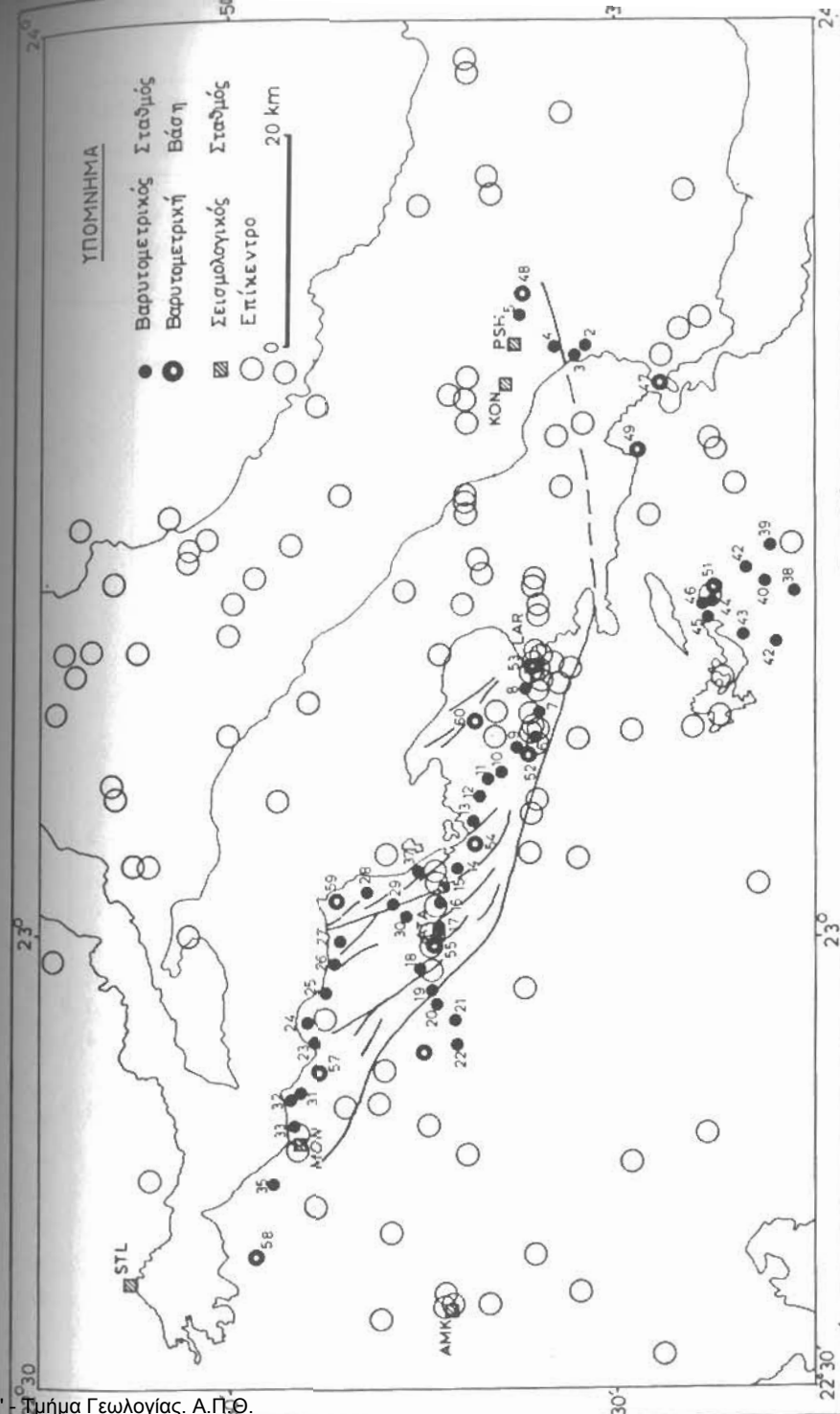
1. Ψαχνά Εύβοιας (PSH)
2. Στυλίδα (STL)
3. Αταλάντη (ATA)
4. Μαρτίνο (MAR)
5. Καμένα Βούρλα (Μονή Μεταμόρφωσης).

Αργότερα (29 - 9 - 1981) οι σταθμοί Στυλίδας , Ψαχνών και Μαρτίνο μεταφέρθηκαν στην Αμφίκλεια (ΑΜΚ), Κοντοδεσπότι (ΚΟΝ) και Λάρυμνα (LAR), αντίστοιχα .

Για τον καθορισμό των εστιακών παραμέτρων έγινε ανα-
λυση όλων των σεισμών που καταγράφηκαν από το δίκτυο και εί-
χαν διαφορά στους χρόνους άφιξης των επιμήκων και εγκάρσι-
ων κυμάτων μικρότερη από 7 sec στο σταθμό της Αταλάντης. Α-
πό τους σεισμούς που αναλύθηκαν χρησιμοποιήθηκαν για την
τελική επεξεργασία μόνον αυτοί που είχαν καταγραφεί από
τρεις ή περισσότερους σταθμούς.

Συνολικά είχαν καταγραφεί από το δίκτυο περισσότεροι
από 500 σεισμοί , αλλά μόνον 114 από τρεις τουλάχιστον στα-
θμούς. Για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σει-
σμών αυτών χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα HYPO'71 με μοντέλο
ταχυτήτων αυτό που προσδιορίστηκε στην Εύβοια από σεισμι-
κά προφίλ διάθλασης (Μακρίσ 1977). Τα στοιχεία των επικέν-
τρων των σεισμών που υπολογίσθηκαν (Σχ. 1) παρουσιάζονται
στον Πίνακα ΙΙ.

Όπως φαίνεται από το Σχήμα 1 τα επίκεντρα των 114
σεισμών κατανέμονται στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης .
Η μεγαλύτερη κατανομή (Σχ. 2) εμφανίζεται κατά μήκος του κύ-
ριου ρήγματος της Αταλάντης και στους δευτερεύοντες κλά -



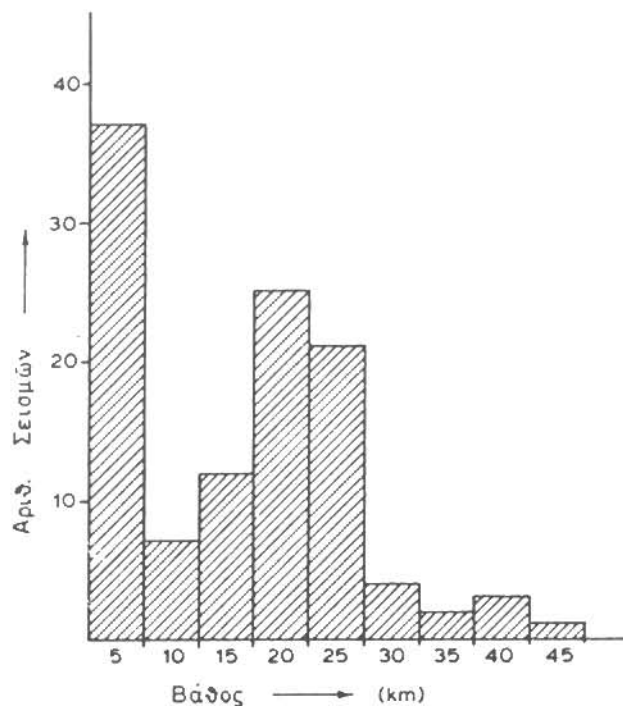
Σχήμα 1 Μικροβαρυτομετρικό Δίκτυο της Ευρύτερης Περιοχής της Αταλάντης

α/α	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΧΡΟΝΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ	ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ		ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
			φ°	λ°		
1	1981, Αυγ. 3	07 18 35,54	38,57	23,20	20,00	
2	4	04 46 15,10	38,69	22,67	1,08	
3	5	00 16 19,00	38,42	23,37	10,00	
4	5	01 59 51,13	38,57	23,22	20,00	3,2
5	7	17 33 03,52	38,57	23,15	20,00	3,4
6	8	02 57 35,25	38,75	22,70	7,34	
7	8	02 58 12,15	38,83	23,21	5,26	
8	17	05 40 38,60	38,57	23,30	20,00	
9	18	01 20 57,50	38,89	23,46	16,75	
10	20	08 11 04,17	38,57	23,22	20,00	
11	Σεπτ. 3	04 40 06,17	38,91	23,31	20,00	
12	3	21 18 42,00	38,41	23,28	6,50	
13	4	12 44 09,23	38,98	23,30	10,29	
14	7	07 07 07,54	38,76	23,25	20,00	
15	7	12 50 07,00	38,42	23,54	12,00	
16	8	12 52 57,10	38,70	22,85	20,00	3,1
17	8	13 33 33,54	38,66	22,79	24,85	
18	8	23 16 00,18	38,63	22,76	21,52	
19	9	15 23 08,05	38,57	23,22	20,00	
20	15	09 43 13,85	38,66	23,00	39,32	
21	20	09 24 40,39	38,54	23,49	5,39	3,9
22	20	19 54 15,65	38,57	23,35	22,44	4,1
23	20	21 44 19,45	38,68	23,37	22,30	
24	23	23 10 02,07	38,57	23,36	20,00	4,1
25	24	01 14 05,93	38,87	23,40	10,02	
26	26	02 55 04,01	38,65	23,31	20,00	
27	26	03 10 40,75	38,54	23,29	27,58	
28	Οκτ. 2	20 58 48,00	38,87	23,41	22,00	
29	7	02 51 38,00	38,57	23,30	5,00	
30	15	22 24 54,00	38,75	22,91	15,00	

α/α	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΧΡΟΝΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ	ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ		ΒΑΘΟΣ
			φ°	λ°	
31	1981, Οκτ. 16	22 17 17,0	38,57	23,31	5
32	Νοε. 1	10 45 11,5	38,70	22,81	13,00
33	3	17 09 00,0	38,77	22,76	5,00
34	6	13 24 08,0	38,57	23,30	5,00
35	7	08 20 53,0	38,41	23,24	1,00
36	15	20 08 17,0	38,43	23,22	14,00
37	16	07 16 30,0	38,49	23,22	5,00
38	23	01 42 04,0	38,42	23,67	10,00
39	23	05 56 42,0	38,42	22,78	2,00
40	23	14 56 44,0	38,48	22,75	1,00
41	29	07 27 28,0	38,57	23,22	3,00
42	29	07 40 09,0	38,86	23,37	2,50
43	29	22 08 26,0	38,49	23,22	0,00
44	Δεκ. 3	12 29 21,0	38,99	23,25	1,00
45	20	21 43 54,0	38,53	22,61	2,00
46	1982, Ιαν. 3	01 51 04,0	38,57	22,60	11,00
47	3	01 44 41,0	38,64	22,59	21,00
48	5	05 47 54,0	38,38	23,05	2,00
49	7	14 10 55,0	38,41	22,54	1,00
50	8	03 34 10,0	38,93	23,14	4,00
51	22	19 09 55,0	38,60	23,25	19,00
52	23	01 30 14,0	38,44	23,81	15,00
53	23	22 58 28,0	38,83	23,33	1,50
54	Φεβ. 1	04 51 52,0	38,61	23,52	5,00
55	1	15 54 37,0	38,63	23,94	15,00
56	1	23 06 53,0	38,55	23,90	9,00
57	6	04 43 40,0	38,53	23,08	5,00
58	8	14 06 51,0	38,45	22,54	5,00
59	9	01 26 27,0	38,65	23,40	0,40
60	11	13 22 23,0	38,64	22,59	5,00
61	15	23 34 50,0	38,63	23,58	19,00
62	16	07 55 20,0	38,78	23,61	25,00

α/α	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΧΡΟΝΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ	ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ		ΒΑΘΟΣ
			φ°	λ°	
63	1982, Φεβ. 18	05 32 21,5	38,62	23,40	17,00
64	20	16 25 40,5	38,85	23,43	23,00
65	Μαρ. 1	05 41 22,1	38,99	22,96	4,00
66	1	13 52 06,0	38,53	23,56	1,50
67	1	13 52 37,0	38,55	23,55	1,00
68	1	16 23 00,0	38,63	23,60	18,00
69	3	12 01 36,0	38,66	22,79	5,00
70	4	09 06 34,0	38,63	23,56	12,50
71	4	18 59 45,0	38,76	23,58	5,50
72	16	23 25 44,0	38,40	23,49	22,00
73	26	11 30 47,1	38,57	23,27	1,00
74	27	14 14 49,0	38,93	23,38	12,00
75	27	14 18 15,0	38,97	23,44	5,00
76	28	01 45 17,0	38,77	22,77	3,00
77	28	18 10 09,0	38,57	23,28	10,00
78	31	11 13 59,0	38,57	23,24	17,00
79	Απρ. 5	19 59 39,0	38,93	23,16	2,50
80	12	11 13 40,0	38,73	22,81	5,00
81	13	06 50 13,0	38,65	23,06	28,00
82	15	00 18 38,0	38,62	23,11	4,00
83	15	02 00 42,0	38,87	23,00	2,00
84	20	23 06 07,0	38,90	23,07	36,00
85	28	10 57 14,0	38,90	22,73	42,00
86	Μάϊος 4	20 39 23,0	38,58	22,94	19,00
87	11	00 29 59,5	38,63	23,36	21,00
88	13	11 22 11,0	38,60	23,21	21,00
89	13	17 14 40,4	38,35	23,42	21,00
90	13	23 59 38,6	38,57	23,09	25,00
91	18	12 39 19,0	38,63	23,47	21,00
92	31	20 22 38,0	38,92	23	5
93	Ιουν. 4	19 00 21,0	38,01	23,39	15,00
94	7	12 38 45,0	38,63	23,39	24,00
95	9	01 02 48,0	38,57	23,38	21,00
96	11	20 15 04,0	38,63	23,75	15,00

α/α	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΧΡΟΝΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ	ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ		ΒΑΘΟΣ
			φ°	λ°	
97	1982, Ιούν. 13	07 10 57,0	38,57	23,15	21,00
98	17	00 56 32,0	38,55	23,27	4,00
99	18	03 07 31,0	38,57	23,13	21,00
100	22	23 27 42,0	38,57	23,38	21,00
101	27	10 47 50,0	38,65	22,99	17,00
102	29	12 50 51,0	38,63	23,47	25,00
103	30	23 32 47,0	38,95	23,31	19,00
104	Ιουλ. 1	11 53 26,0	38,97	23,28	20,00
105	2	14 46 25,0	38,78	23,42	17
106	2	23 20 24,0	38,74	23,49	19,00
107	3	07 35 34,0	38,46	23,63	36,00
108	3	07 43 16,0	38,44	23,66	26,50
109	4	06 46 34,0	38,57	23,28	2,00
110	7	12 53 09,0	38,50	23,08	9,00
111	12	08 13 24,1	38,65	22,56	21,00
112	24	18 03 37,3	38,47	23,46	32,00
113	26	06 57 33,3	38,65	23,06	21,00
114	26	08 29 48,0	38,65	23,03	31,00
115	27	05 59 49,0	38,60	22,59	14,00
116	27	17 15 00,0	38,78	23,14	11,00
117	29	04 49 36,9	38,70	22,59	12,00



Σχήμα 2 Ιστόγραμμα του αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το βάθος τους στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης.

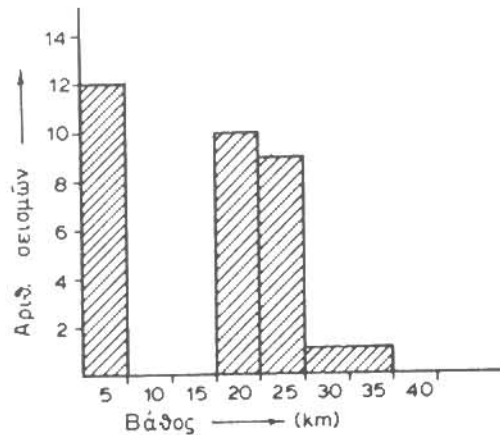
δους αυτού, όπως έχει χαρτογραφηθεί από την ερευνητική ομάδα του Mercier (Lemeille 1977). Αυξημένη συγκέντρωση επικέντρων παρουσιάζεται, επίσης, στο ανατολικό άκρο του ρήγματος, στην περιοχή Σκορπονέρια (Σχ. 3), που πιστεύεται ότι είναι επαγόμενης φύσης, λόγω των μεταλλευτικών εξορύξεων στη περιοχή μεταλλείων Λάρυμνας.

Απο το ιστόγραμμα του σχήματος 3 παρατηρούμε ότι οι περισσότεροι σεισμοί προέρχονται από βάθη μικρότερα των 5 km και από απόσταση 8 περίπου χιλιομέτρα από τους σταθμούς Μαρτίνο και Λάρυμνας. Δύο ακόμη μέγιστα παρατηρούνται σε βάθη 15 - 25 km. Συμπεραίνεται, λοιπόν, ότι κατά το χρονικό διάστημα 1981 - 1982, που εξετάζεται η σεισμικότητα της περιοχής, δημιουργούνται μικροσεισμοί κατά μήκος της ρηγματικής ζώνης της Αταλάντης. Η μικρή αυτή σεισμική δραστηριότητα της περιοχής δεν σημαίνει απαραίτητα την εκ νέου ενεργοποίηση του ρήγματος της Αταλάντης. Τόσο ο μικρός αυτός αριθμός των σεισμών, όσο και το μέγεθός τους, δείχνει ότι οι σεισμοί αυτοί πιθανόν να οφείλονται σε ερπυσμό. Η πρόσφατη εμπειρία μας από την εγκατάσταση σε διάφορα μέρη της Ελλάδας σεισμολογικών δικτύων με όργανα μεγάλης ακρίβειας, έδειξε ότι η ύπαρξη πολλών μικροσεισμών δεν σημαίνει απαραίτητα ότι ενεργοποιείται το εκεί υπάρχον ρήγμα.

3. ΜΙΚΡΟΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ

Τον Σεπτέμβριο του 1981 εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης ένα μικροβαρυτομετρικό δίκτυο από 68 σταθμούς. Σκοπός του δικτύου αυτού είναι η παρακολούθηση μεταβολών της βαρύτητας της περιοχής με την εκτέλεση επαναμετρήσεων του δικτύου, που μέχρι τώρα γίνονται σε ετήσια βάση.

Για την λήψη των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν βαρυτόμετρα LaCoste and Romberg τύπου G. Ειδικότερα τα βαρυτόμετρα G-496 και G-275 χρησιμοποιήθηκαν για την εγκατάσταση του δικτύου το 1981, ενώ το G-496 για τις επαναμετρήσεις στα δύο επόμενα χρόνια.



Σχήμα 3 Ιστόγραμμα αριθμού σεισμών σε συνάρτηση με το βάθος τους από την περιοχή Σκορπονέρι Λάρυμνας.

Οι παρατηρήσεις στους σταθμούς Α, Β, Γ, Δ, Ε, ... μιάς δόρυσης έγιναν με την παρακάτω ακολουθία (ladder sequence):

Α Β Γ Δ Ε Ε Δ Γ Β Α

Ο τρόπος αυτός έχει αποδειχθεί σαν ο περισσότερο ενδεδειγμένος για την κάλυψη μεγάλης σχετικά περιοχής, όπως η έκταση του παρόντος δικτύου, καθώς επίσης και γιατί καλύπτει μιά μεγάλη σχετικά περιοχή του φάσματος της ολίσθησης (drift) του ελατηρίου του οργάνου.

Όλοι οι σταθμοί σημειώθηκαν κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να είναι εύκολος ο επαναπροσδιορισμός τους κατά τις μελλοντικές επαναμετρήσεις. Η επαναμέτρηση κάθε σταθμού επιτυγχάνεται με υψομετρική ακρίβεια 2-5 mm. Ιδιαίτερη μέριμνα λήφθηκε στην επιλογή των θέσεων των σταθμών προκειμένου να βρίσκονται και στις δύο πλευρές του κύριου ρήγματος και να καλύπτουν περιοχές μεταξύ των δευτερευόντων ρηγμάτων (Σχ.1).

Πριν την εκτέλεση μετρήσεων στους σταθμούς του δικτύου και μετά το πέρας αυτών, έγιναν μετρήσεις στους βαρυτομετρικούς σταθμούς της Εθνικής Γραμμής Βαθμονόμησης (National Calibration Line), που εγκαταστάθηκαν από την ΓΥΣ στην Πάρνηθα κατά μήκος του δρόμου προς την κορυφή. Σκοπός των επισκέψεων αυτών είναι ο έλεγχος τυχόν μεταβολής στον παράγοντα βαθμονόμησης του οργάνου από τις διαφορές μεταξύ της αρχικής και τελικής επίσκεψης στους σταθμούς της Πάρνηθας. Τελικά για την μετατροπή των ενδείξεων του οργάνου σε βαρυτικές μονάδες, gu (1 gu = 0.1 mgal), χρησιμοποιήθηκαν οι παρεχόμενοι από τους κατασκευαστές πίνακες.

Μετά την συλλογή των μετρήσεων ιδιαίτερη μέριμνα δόθηκε στην αντιμετώπιση των παλιρροιακών διορθώσεων, η δε ολίσθηση (drift) του οργάνου αντιμετωπίστηκε με σχολαστικότητα προκειμένου να αποφευχθούν απαράδεκτες τιμές παρατηρήσεων.

Οι παλιρροιακές διορθώσεις έγιναν στηριζόμενες στους αλγόριθμους των Cartwright and Tayler (1971) και Cartwright and Edden (1973) με ακρίβεια μεγαλύτερη από 0.001 gu. Η ημερήσια ολίσθηση (drift) του οργάνου διορθώθηκε προσαρμόζον-

τες με ελάχιστα τετράγωνα καμπύλη πρώτου ή δευτέρου βαθμού στις διορθωμένες από παλίρροιες παρατηρήσεις.

Στη συνέχεια έγινε η αφομοίωση (adjustment) του συνολικού αριθμού των παρατηρήσεων βάσει των αλγορίθμων κατά Lagios and Hirkip (1980) και Lagios (1984). Στην παραπάνω ανάλυση, που η αφομοίωση γίνεται με ελάχιστα τετράγωνα, έχει συμπεριληφθεί καμπύλη πρώτου βαθμού, που αντιστοιχεί στην "μακροχρόνια" ολίση που εμφανίζουν τα όργανα.

Η μέση τιμή από τα δύο όργανα των αφομοιωμένων τιμών κάθε σταθμού φαίνεται στον Πίνακα ΙΙΙ μαζί με την αντίστοιχη τυπική απόκλιση που προέκυψε από τον αναγραφόμενο αριθμό παρατηρήσεων (οι τιμές βαρύτητας εκφράζονται σε gu).

Η τυπική απόκλιση που προέκυψε κατά την ίδρυση του δικτύου ήταν 0.046 gu και 0.066 gu για τα όργανα G-496 και G-275, αντίστοιχα. Οι τυπικές αποκλίσεις του G-496 κατά το 1982 και 1983 βρέθηκαν 0.077 gu και 0.063 gu, αντίστοιχα.

Η μελέτη της αλλαγής της βαρύτητας στην περιοχή αντιμετωπίστηκε στατιστικά κατά τον ακόλουθο τρόπο.

Κατά την επαναμέτρηση του 1982 μετά την παραπάνω ανάλυση και επεξεργασία που υπέστησαν τα δεδομένα, σχηματίστηκε ένας αντίστοιχος πίνακας τιμών, όπως ο Πίνακας ΙΙΙ. Στη συνέχεια σχηματίστηκαν για κάθε σταθμό οι διαφορές που προέκυψαν στο διάστημα 1981-1982. Το ιστόγραμμα των διαφορών των τιμών βαρύτητας των σταθμών δείχνεται στο Σχήμα 4. Όπως διαπιστώνεται, εφαρμόζοντας το κριτήριο χ^2 , το ιστόγραμμα των διαφορών προσεγγίζει την κανονική κατανομή με πιθανότητα:

$$P(\chi^2_{14} < 0.92) = 0.92$$

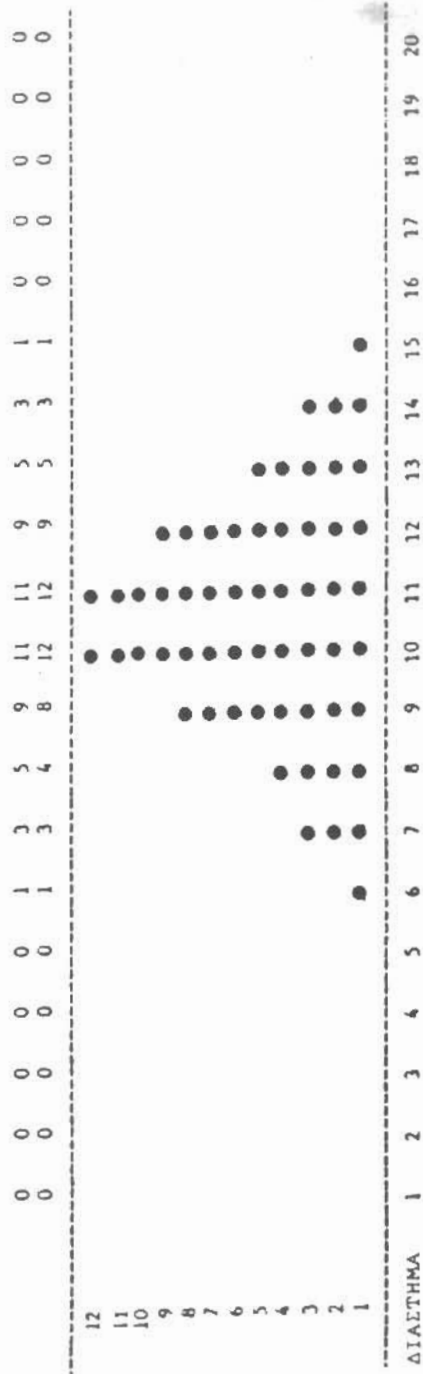
Η τυπική απόκλιση 11 μgals (0.11 gu) -βλ. Σχήμα 4 - βρίσκεται σε συμφωνία με τον συνδιασμό των τυπικών αποκλίσεων $8.3 \mu\text{gals}$ ($(4.6^2 + 6.6^2)^{1/2} = 8.3$) το 1981 και $7.7 \mu\text{gals}$ το 1982:

$$(7.7^2 + 8.3^2)^{1/2} = 11.3 (\mu\text{gals}).$$

ΒΑΘΕΙΑ	ΤΙΜΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ	ΤΥΠ. ΑΠΟΚΛΙΣΗ	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ
30	2217.7047	0.0944	9
31	2217.1463	0.0479	12
31A	2025.8122	0.0951	3
32	2028.1729	0.1180	6
33	2462.7353	0.0742	6
34	2441.0636	0.0659	6
35	1814.7906	0.0987	12
36	2159.8871	0.0849	4
37	2230.2589	0.1418	14
38	2659.0361	0.0654	8
39	2597.0611	0.0961	12
310	2383.1582	0.0797	20
311	1405.9588	0.0959	8
312	2249.9390	0.0947	12
313	2057.3322	0.0390	8
314	2441.3197	0.0592	8
315	2158.4594	0.2633	3
GNCL1	1819.4743	0.1338	6
GNCL2	1249.4719	0.1553	6
GNCL3	846.1349	0.1132	6
GNCL4	379.1207	0.1187	6
GNCL5	0.0000	0.1165	6
51	1536.7090	0.1148	2
52	2462.1675	0.0114	4
53	2032.4780	0.0268	4
54	2529.3812	0.0241	4
55	2542.7419	0.0357	4
56	2194.5282	0.0343	4
57	2487.2106	0.0735	4
58	2508.9265	0.0474	4
59	2129.4279	0.1112	4
510	2110.1665	0.0850	4
511	2428.2421	0.0605	4
512	2558.1029	0.0313	4
513	2546.4565	0.0869	4
514	2554.5499	0.0838	4
515	2570.5140	0.0982	4
516	2464.7316	0.0343	4
517	2450.0753	0.0596	4
518	2221.9581	0.0435	4
519	2044.1075	0.0536	4
520	1955.5728	0.0624	4
521	1901.3959	0.1052	4
522	1709.4675	0.0270	4
523	2285.9367	0.0882	4
524	2281.7400	0.0579	4
525	2395.0833	0.0604	2
526	2411.5037	0.0794	4
527	2449.2446	0.0612	4
528	2487.0587	0.0660	4
529	2503.7961	0.0328	4
530	2479.4364	0.0537	3
531	2258.3677	0.0941	4
532	2210.5666	0.0613	4
533	2176.5183	0.0057	4
534	2233.4579	0.0615	4
535	2031.6949	0.0795	4
536	1929.0742	0.1164	4
537	2658.6121	0.1347	4
538	2002.1738	0.0716	4
539	1998.6606	0.0270	4
540	2116.9104	0.0913	4
541	1914.3864	0.0501	4
542	2025.1805	0.0686	4
543	2143.6459	0.0190	4
544	2192.9777	0.0275	4
545	2120.1270	0.2375	4
546	2174.5533	0.2179	4

Οι τιμές βαρύτητας εκφράζονται σε gu.

ΟΛΙΚΟΣ ΑΡΙΘΜΟΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΩΝ 58
 ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ 0.11 GU
 ΒΑΘΜΟΙ ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΣ 4
 $\chi^2 = 0.24$



Σχήμα 4 Ιστογράμμα Βαρυμετρικών Διαφορών 1981-1982.

Επομένως οι διαφορές βαρύτητας στους σταθμούς του δικτύου βρίσκονται σε συμφωνία με την υπόθεση της μη μεταβολής της βαρύτητας στην περιοχή, στο επίπεδο των 11 μgals για την περίοδο 1981-1982.

Από προκαταρκτική επεξεργασία και ανάλυση των δεδομένων της επαναμέτρησης το 1983 υπολογίστηκε ότι η τυπική απόκλιση της αφομοίωσης του δικτύου είναι 6.3 μgals. Λαμβάνοντας υπόψη την παραπάνω τιμή με αυτή που προέκυψε το 1981 (8.3 μgals) διαπιστώνεται ότι η ακρίβεια των διαφορών των τυπικών αποκλίσεων των μετρήσεων των οργάνων είναι:

$$(8.3^2 + 6.3^2)^{1/2} = 10.4 \text{ (}\mu\text{gals)}.$$

Κατασκευάζοντας το ιστογράμμα των διαφορών της τιμής της βαρύτητας, που προέκυψαν στους σταθμούς του δικτύου με βάση τις τιμές 1981 και 1983 (Σχ.5), βρίσκεται ότι η τυπική απόκλιση είναι 20 μgals (0.20 gu). Επί πλέον, όπως προκύπτει με εφαρμογή του κριτηρίου χ^2 η κατανομή δεν είναι κανονική:

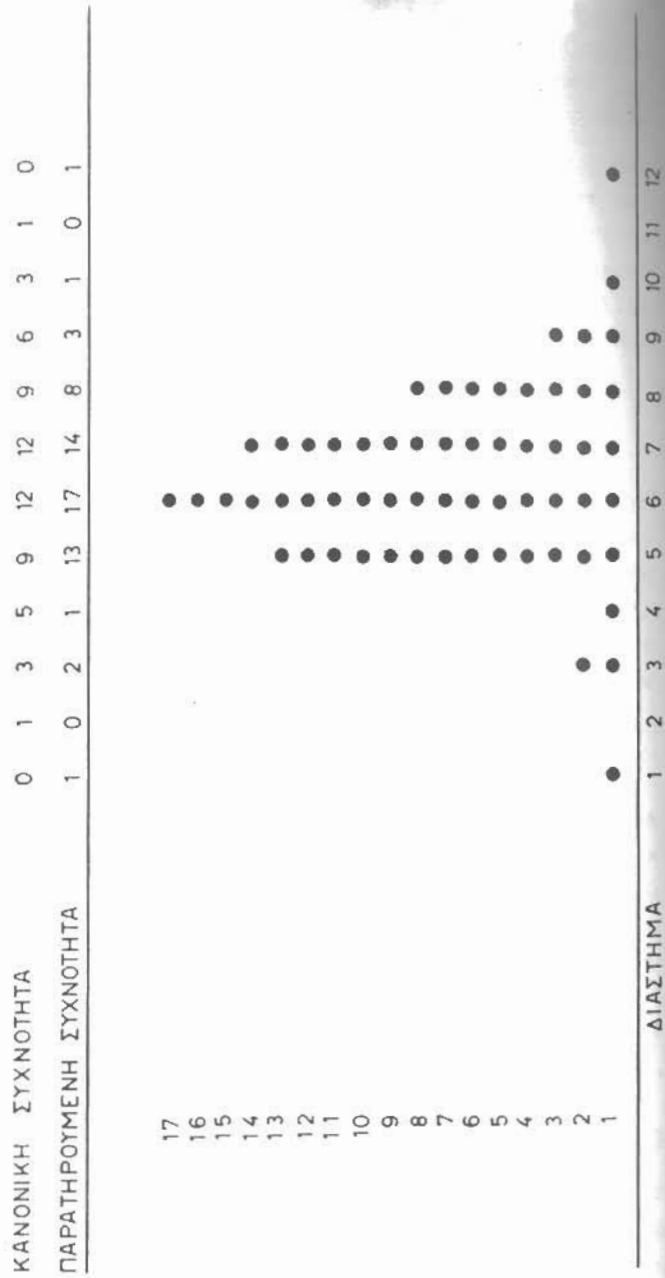
$$P(\chi^2_4 < 4.31) = 0.04$$

Από τα παραπάνω λοιπόν διαπιστώνεται ότι η τυπική απόκλιση των διαφορών στους σταθμούς του δικτύου (20 μgals) είναι μεγαλύτερη από το επίπεδο της τυπικής απόκλισης των διαφορών αφομοίωσης του δικτύου (10.4 μgals). Αυτό συνεπάγεται μεταβολή στην βαρύτητα της περιοχής μεταξύ των τιμών 1981 και 1983, σε αντίθεση με το αποτέλεσμα που προέκυψε από τις τιμές 1981 και 1982, όπου δεν διαπιστώθηκε μεταβολή.

ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Το δίκτυο των πέντε (5) φορητών σειсмоγράφων που κατέγραψε τα επίκεντρα των μικρών σχετικά σεισμών της ευρύτερης περιοχής (Σχ. 1) λειτούργησε για ένα περίπου χρόνο και στη συνέχεια αντικαταστάθηκε από δίκτυο 9 τηλεμετρικών σταθμών (VOLNET). Έτσι η παρακολούθηση της σεισμικότητας της περιοχής γίνεται αποτελεσματικότερα και ακριβέστερα.

ΟΛΙΚΟΣ ΑΡΙΘΜΟΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΩΝ 61
 ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ 0.20 GU
 ΒΑΘΜΟΙ ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΣ 1
 $\chi^2 = 4.31$



Σχήμα 5 Ιστογράμμα βαρυτομετρικών διαφορών 1981-1983.

Τα μεγέθη των σεισμών που σημειώθηκαν στην περιοχή είναι σχετικά μικρά και κειμένονται μεταξύ 2 και 3. Μόνο σε δύο περιπτώσεις έχουμε σεισμούς με $M_L = 4.1$. Η παρουσία των σεισμών αυτών προσδίδει ένα ενεργό σεισμικό χαρακτήρα στην περιοχή, δεν είναι όμως σε θέση να προβενήσει σημαντικές τεκτονικές παραμορφώσεις ανιχνεύσιμες από το μικροβαρυτομετρικό δίκτυο.

Θεωρώντας την μεταβολή της βαρύτητας που έχει παρατηρηθεί κατά το 1983, δεν είναι σαφές αν η παραπάνω μεταβολή οφείλεται σε τεκτονικά ή μη τεκτονικά αίτια. Αυτό θα μπορούσε να διαλευκανθεί με την εκτέλεση συχνότερων επαναμετρήσεων στην περιοχή, εκτέλεση επαναμετρήσεων χωροσταθμίσεων υψηλής ακρίβειας σε συνδιασμό με την μελέτη της μέσης στάθμης της θάλασσας, μελέτη του υδροφόρου ορίζοντα της περιοχής.

Τελειώνοντας απαιτείται να τονισθεί η ανάγκη συχνότερης επαναμέτρησης του δικτύου. Στην περίπτωση αύξησης της σεισμικότητας της περιοχής συνιστάται άμεση επαναμέτρηση αυτού. Με τον τρόπο αυτό είναι δυνατό να υπάρξει θετική συνεισφορά των μικροβαρυτομετρικών παρατηρήσεων στην πρόγνωση επικείμενου μεγάλου σεισμού.

ABSTRACT

The Atalanti Fault Zone is characterized by a high seismic potential. For this reason systematic seismological and gravimetric studies have been commenced in this area during the last three years.

In 1981 a seismological network of five portable stations started operating for a period of approximately one year (1981 - 1982). Subsequently this network was substituted by another telemetered one consisting of nine (9) stations.

Parallel to the seismological studies, a gravity network of high accuracy was established in the same area. A total of 68 sites have been measured in 1981 and remeasured in 1982 and 1983, with a maximum single instrument standard deviation of 0,08 gu.

Detailed analysis of the gravity observations suggests that there has not been any statistically significant gravity change in the area for the period 1981 - 82. This is in accordance with the seismic picture of the area of the same period. Preliminary analysis of the 1983 gravity data implies a change of gravity by an order of magnitude higher than the combination of standard deviation of the component data sets. It is not clear whether this gravity change should be attributed to non - tectonic causes.

In any case, it is suggested that the gravity network should be remeasured more frequently and, if an increase of the seismicity is observed, then immediate remeasurement is recommended.

- Anderson, D. and Whitcomb, J. (1975). Time dependent seismology. J. Geophys. Res., 80, 1497 - 1503.
- Barnes, D. F. (1966). Gravity changes during the Alaska Earthquake. J. Geophys. Res., 71, 451 - 456.
- Bomford G. (1971). Geodesy, Oxford University Press, 3rd Ed., 239 p.
- Cartwright, D.E. and Edden, A.C. (1973). Corrected tables of tidal harmonics. Geophys. J.R. astr. Soc., 33, 253 - 264.
- Cartwright, D.E. and Tayler, R.J. (1971). New Computations of the tide - generating potential. Geophys. J.R. astr. Soc., 23, 45 - 74.
- Chen, Yun - Tai, Hao - Ding, G.U. and Zao - Xun (1979). Variations of gravity before and after the Haicheng Earthquake 1975 and the Tangsham Earthquake 1976. Phys. Earth plan. Int., 18, 330 - 338.
- Galanopoulos, A. (1976). Data required for the estimation of the maximum feasible earthquake. Annual Geol. des Pays Hellen., 28, 465 - 470.
- Lagios, E. (1984). A Fortran - IV program for the least - square adjustment of a gravity network. Computers and Geosciences 10, 263 - 276.
- Lagios, E. and Hipkin R.G. (1980). Least - squares gravity base station network adjustment. Geophysics Dept. Edinburgh Univ. Publ. No 80 - 1, 29 p.

- Lemeille, F. (1977). Etudes neotectoniques en Grèce centrale nordorientale et dans les Sporades du nord. Thèse, Paris.
- Makris, J. (1977), Geophysical investigations of the Hellenides. Hamburger Geophysicalische Einzelschriften, G.M.T. Wittenborn Söhne, 2 Hamburg 13.
- Makropoulos, K. (1978) The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity. Ph. D. thesis, Edinburgh Univ., 193 p.
- Oliver, H. W., Robbins, S.L. Grannell, R.B., Alewine, R.W., Biehler, S. (1975). Surface and subsurface movements determined by remeasuring gravity in San Fernando, California earthquake of February 1971. California Div. Mines Geol. Bull., 196, 195 - 214
- Scholz, C.H., Sykes, L.R. and Aggarwal, Y.P. (1973). Earthquake Prediction : a physical basis, Science, 181, 803 - 809.
- Whitcomb, J.H. (1976). New vertical geodesy. J. Geophys. Rés., 81, 4937 - 4244.