

ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

ΥΠΟ

Δ. Α. ΚΙΣΚΥΡΑ*

Όλες σχεδόν οι σεισμολογικές μελέτες, που έχουν γίνει μέχρι σήμερα στην Ελλάδα, περιορίζονται στη συλλογή και επεξεργασία ατομικών παρατηρήσεων μακροσεισμικών φαινομένων και στη συσχέτιση αυτών με τη γεωλογία του τόπου όπου έδρασε ο σεισμός. Τέτοια μακροσεισμικά φαινόμενα είναι τα αποτελέσματα του σεισμού πάνω στην επιφάνεια της γης, άμεσα την αντίληψη του ανθρώπου, όπως τράνταγμα σπιτιών, βλάβες και καταστροφές οικοδομών, ρωγμές και χάσματα γης κλπ. Έλάχιστες μελέτες έχουν γίνει με βάση τα σειсмоγραφήματα, με τα στοιχεία δηλαδή που δίνουν οι σειсмоγράφοι. Το χαρακτηριστικό αυτό φαινόμενο στη χώρα μας δικαιολογείται ως ένα σημείο από την έλλειψη σεισμολογικών σταθμών στην Ελλάδα. Με ένα σταθμό που διαθέτουμε ούτε τη θέση του επικέντρου δεν μπορούμε να προσδιορίσουμε με ακρίβεια. Στην περίπτωση όμως σεισμών στην Β. Ελλάδα, θα μπορούσε να γίνει κάποια σεισμολογική μελέτη, γιατί τα επίκεντρα αυτών δεν απέχουν πολύ από τους άλλους βαλκανικούς σταθμούς. Μια άλλη σοβαρή δυσκολία για το συνδυασμό της μακροσεισμικής μελέτης με την μικροσεισμική έρευνα στην Ελλάδα, ήταν το γεγονός, ότι μέχρι πριν λίγα χρόνια το Άστεροσκοπείο Αθηνών δύσκολα χορηγούσε σχετικές ταινίες για μελέτη σε τρίτους.

Επειδή η μακροσεισμική έρευνα στηρίζεται σε ατομικές παρατηρήσεις, που όσο κι αν υποστούν έλεγχο δεν μπορούν να έχουν την ακρίβεια των σεισμικών οργάνων, η έρευνα αυτή θεωρήθηκε κατώτερη από την μικροσεισμική. Εν τούτοις από πρακτική άποψη δεν ύστερεί η μακροσεισμική της μικροσεισμικής χάρη στο πλούσιο υλικό που διαθέτει. Άρχει να σκεφθεί κανείς, ότι όχι μόνον κάθε πόλη ή χωριό αλλά και κάθε οικοδόμημα συμπεριφέρεται σαν απλούστατος σειсмоγράφος, που θα μπορούσε να μάς δώσει πολύτιμα στοιχεία για κάθε τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής. Φυσικά από την ακρίβεια και ορθότητα των στοιχείων αυτών θα εξαρτηθεί η γενική σεισμολογική έρευνα και οι υποδείξεις στην τεχνική των οικοδομών και προστασία τους από τους σεισμούς.

Επειτα από όλα αυτά παρουσιάζει ενδιαφέρον και θα πρέπει να εξετασθεί κατά πόσον οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται στην έρευνα των

* KISKYRAS, D. A. Untersuchung der Erdbebenwellen als Beitrag zur Makroseismik.
Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

σεισμολογικῶν φαινομένων ἀνταποκρίνονται στὶς σημερινές μας ἀντιλήψεις γιὰ τὰ γεωλογικὰ καὶ σεισμολογικὰ φαινόμενα. Ἀπὸ τὰ θέματα μὲ τὰ ὁποῖα ἀσχολεῖται σήμερα ἡ μακροσεισμικὴ ἔρευνα θὰ ἐξετασθοῦν ἐδῶ μόνο τὰ ἑξῆς: 1) καθορισμός τῆς ἐντάσεως καὶ διευθύνσεως τῆς σεισμικῆς δυνάμεως σὲ διάφορα σημεία (σεισμικὴ ἐπιτάχυνση καὶ ἄξι-μύθιο τοῦ ἐπικέντρου). 2) Συμβολὴ τῆς μακροσεισμικῆς ἔρευνας στὴ γνώση τῆς γεωλογίας τῆς ἐξεταζόμενης περιοχῆς. Ὅσον ἀφορᾷ τὴν διάδοση τῆς σεισμικῆς ἐνέργειας σὲ σχέση μὲ τὴν τεκτονικὴ, ὅπως ἐπίσης καὶ τὴν ἐξάρ-τηση τῆς ἐντάσεως τῶν σεισμῶν σὲ ἓνα τόπο ἀπὸ τὴ φύση τοῦ ὑπεδάφους ἐξετάσθησαν σὲ προηγούμενες μελέτες.

ΕΝΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ

Ὅταν γίνεται ἓνας σεισμός τὸ πρῶτο ἐρώτημα εἶναι πάντοτε, ἂν ὁ σεισμός αὐτὸς προξένησε ζημίες καὶ σὲ ποιά μέρη. Ἔτσι ἡ σεισμολογία ὅπως καὶ οἱ ἄλλες γενικὰ φυσικὲς ἐπιστῆμες καταπιάστηκαν ἀπὸ τὴν ἀρχὴ μὲ ζητήματα ποὺ ἀφοροῦσαν ἅμεσα τὸν ἄνθρωπο. Ἐπειτα ἀπὸ πολλὲς με-λέτες, οἱ σεισμολόγοι κατέληξαν στὸ συμπέρασμα, ὅτι οἱ σεισμικὲς κατα-στροφὲς ἐξαρτῶνται ἀπὸ τὸ μέγεθος τῆς σεισμικῆς ἐπιταχύνσεως. Ἐπειδὴ τὴ μεγαλήτερη ἐπιτάχυνση παρουσιάζουν σύμφωνα μὲ τὸν τύπο $R = \frac{4\pi^2 A}{T^2}$ (1) τὰ σεισμικὰ κύματα μὲ τὴ μικρότερη περίοδο δηλ. τὰ ἐπιμήκη, θεωρήθη-κεν ὅτι τὰ κύματα αὐτὰ προκαλοῦν τὶς μεγαλύτερες καταστροφές. Τὰ τελευ-τοῖα ὅμως προπολεμικὰ χρόνια κλονίστηκε ἡ ἐκδοχὴ, ὅτι οἱ σεισμικὲς κατα-στροφὲς ἐξαρτῶνται μόνον ἀπὸ τὴ σεισμικὴ ἐπιτάχυνση. Οἱ δονήσεις τοῦ ἐδάφους μὲ τὴ βοήθεια μηχανῆς φθάνουν 10 ἕως 30 φορές μικρότερη πε-ρίοδο ἀπὸ ὅ,τι οἱ σεισμικὲς, συνεπῶς παρὰ τὰ μικρά τους πλάτη ἀποκτοῦν μεγάλη ἐπιτάχυνση 100 ἕως 900 φορές μεγαλήτερη καὶ θάπρεπε σύμφωνα μὲ τὰ παρὰπάνω νὰ ἐπιφέρουν καταστροφές, πράγμα ποὺ δὲν συμβαίνει. Ἡ ἐπιτάχυνση λοιπὸν πρέπει νὰ θεωρηθεῖ ἀκατάλληλο μέτρο γιὰ τὴν ἔνταση τῆς καταστρεπτικῆς ἐνέργειας τῶν σεισμῶν σὲ οἰκοδομήματα, τόνισε ὁ ANGENHEISTER ποὺ ἔδωσε μεγαλήτερη σημασία στὸ πλάτος τῶν ταλαντώ-σεων τῶν οἰκοδομῶν.

Κατὰ τὸν EASON (25) οἱ σεισμικὲς καταστροφὲς ἐξαρτῶνται ἀπὸ τὴν ἐπιτάχυνση καὶ τὴ συχνότητα δηλ. $\epsilon = R\nu$, καὶ κατὰ τὸν MENDENHALL, $\epsilon = R.A.C$. ὅπου R ἡ ἐπιτάχυνση, ν ἡ συχνότητα καὶ C μιὰ σταθερά. Ὁ WOOD συνδυάζοντας τὰ δύο αὐτὰ γράφει $\epsilon = R.A.$ ν ὅτι δηλ. ἡ σχετικὴ δράση ἐξαρτᾶται ἀπὸ τὴν ἐπιτάχυνση, τὸ πλάτος καὶ τὴ συχνότητα τοῦ σει-σμικοῦ κύματος. Τὸ ὅτι πρέπει νὰ ἀναγνωρίζεται στὶς σεισμικὲς καταστρο-φές ἐκτὸς ἀπὸ τὴν ἐπιτάχυνση καὶ τὸ πλάτος τῶν δονήσεων, αὐτὸ φαίνεται ἀπὸ τὸ γεγονός, ὅτι ἡ κινητικὴ ἐνέργεια τῶν σεισμικῶν κυμάτων $\epsilon = \frac{1}{2} m v^2$ μπορεῖ νὰ γράφει $\epsilon = \frac{4 \pi^2 A}{T^2} \cdot \frac{1}{2} m A$ καὶ $\epsilon = R.A. \frac{m}{2}$.

Ὁ ΚΙΣΚΥΡΑΣ (15) δέχεται, ὅτι ἡ δρᾶσις τῶν σεισμικῶν κυμάτων στοῦ ἔδαφος θεμελιώσεως ἐξαρτᾶται ἀπὸ τὸ πλάτος καὶ μῆκος αὐτῶν δηλ. $\epsilon = \frac{2A}{v \cdot T}$ (2). Συνδυάζοντας τὶς ἰσοτήτες 1 καὶ 2 βρίσκουμε $\epsilon = \frac{1}{v \cdot \pi} \sqrt{A \cdot R}$. (3) πὺν δείχνει, ὅτι ἡ ἐξάρτηση τῆς σεισμικῆς δρᾶσεως ἀπὸ τὴν ἐπιτάχυνση εἶναι περιορισμένη γιὰτὶ τώρα αὐτὴ μπαίνει σὰν τετραγωνικὴ ρίζα. Ἡ σεισμικὴ δρᾶσις ἐξαρτᾶται ἐπὶ πλέον ἀπὸ τὸ πλάτος τῶν σεισμικῶν κυμάτων καὶ ἀπὸ τὸ μῆκος (ταχύτης $\times$ περίοδος) αὐτῶν. Τὸ μῆκος τῶν σεισμικῶν κυμάτων ἐξαρτᾶται ὅπως εἶναι γνωστὸν ἀπὸ τὴ φυσικὴ κατάσταση τῶν σωμάτων, πὺν ὑφίστανται τὴ δόνηση.

Ἀπὸ τὴ μακροσεισμικὴ ἔρευνα ἔγινε γνωστὸ, ὅτι ἔδαφικὲς κινήσεις μὲ μεγάλο πλάτος, ἀλλὰ μὲ βραδὺν ρυθμὸ (μακρὰ περίοδος) δὲν ἐπιφέρουν καταστροφές. Στὴν περίπτωση αὐτὴ ἔχουμε μεγάλο μῆκος κύματος καὶ συνεπῶς μικρὴ τιμὴ τοῦ $\frac{2A}{\lambda}$. Τουναντίον ἔδαφικὲς κινήσεις μὲ μεγάλο πλάτος καὶ μικρὴ περίοδο ἐπιφέρουν καταστροφές, γιὰτὶ ὁ λόγος $\frac{2A}{vT}$ παίρνει ἐδῶ μεγάλες τιμές, μεγαλύτερες τοῦ 10^{-5} .

Τὰ ἐπιφανειακὰ κύματα ἔχουν συνήθως μακρὰ περίοδο καὶ ἐπομένως εἶναι ἀκίνδυνα, σὲ μικρὲς ὅμως ἐπικεντρικὲς ἀποστάσεις καὶ ἰδίᾳ σὲ σεισμοὺς μικροῦ βάθους τὰ ἐπιφανειακὰ κύματα παρουσιάζουν μικρὸ μῆκος κύματος καὶ μποροῦν νὰ προκαλέσουν σημαντικὲς καταστροφές. Στὴν καθεαυτοῦ ἐπικεντρικὴ περιοχὴ, ὅπου ὅπως εἶναι γνωστὸ δὲν ἐμφανίζονται τὰ ἐπιφανειακὰ κύματα, δροῦν μονάχα τὰ κύματα χώρου.

Τὰ ἐγκάρσια κύματα ἔχουν μεγαλύτερη περίοδο ἀπὸ τὰ ἐπιμήκη, παρουσιάζουν ὅμως καὶ μεγαλύτερο πλάτος, ἐκτὸς αὐτοῦ, καὶ μικρότερη ταχύτητα, ὥστε νὰ ἰσχύει καὶ σ' αὐτὰ $\frac{2A}{vT} > 10^{-5}$, πὺν σημαίνει, ὅτι μποροῦν καὶ αὐτὰ νὰ προκαλέσουν καταστροφές ὅπως τὰ ἐπιμήκη. Ἄλλωστε καὶ τὰ δύο εἶδη κυμάτων ἐπεφορτίσθησαν στὴν ἐστία μὲ τὸ ἴδιο ποσὸ ἐνέργειας. (7, 203). Οἱ μεγαλύτερες καταστροφές στοὺς σεισμοὺς προκαλοῦνται ὅπως εἶναι γνωστὸ, ἀπὸ ὀριζόντιες κινήσεις. Στὴν περιοχὴ ὅμως τοῦ ἐπικέντρου, ὅπου κατὰ κανόνα γίνονται οἱ περισσότερες καταστροφές, οἱ ὀριζόντιες κινήσεις ὀφείλονται κυρίως στὰ ἐγκάρσια κύματα, μιὰ καὶ τὰ ἐπιμήκη ἔχουν ἐδῶ μικρὴ ὀριζόντια συνιστώσα.

Στὴ σεισμικὴ βιβλιογραφία γίνεται συχνὰ λόγος γιὰ κατακόρυφες καὶ ὀριζόντιες δονήσεις. Ὁ ΜΑΡΑΒΕΛΑΚΗΣ π. χ. ἀναφέρει ὅτι ὁ σεισμὸς τοῦ 1940 στὴ Λάρισα ἔγινε αἰσθητὸς στὴν ἀρχὴ μὲ μιὰ κατακόρυφη κίνηση, πὺν τὴν ἀκολούθησαν σχεδὸν ταυτόχρονα δύο ὀριζόντιες. Ἐπίσης γιὰ τὸ σεισμὸ τῆς Ἱερισσοῦ γράφει ὅτι ἡ πρώτη σεισμικὴ δόνησις ἦταν κατακόρυφη. Στὶς περιπτώσεις αὐτὲς μπορεῖ κανεὶς νὰ πεῖ ἀνεπιφύλακτα, ὅτι οἱ κατακόρυφες κινήσεις προέρχονται ἀπὸ ἐπιμήκη κύματα καὶ οἱ ὀριζόντιες ἀπὸ ἐγκάρσια. Δυστυχῶς δὲν ἀναφέρεται ἐδῶ ἡ φορὰ τῶν κατακορύφων κινήσεων, πὺν θὰ ἔδινε στοιχεῖα γιὰ τὸ εἶδος τῆς πρώτης σει-

σμικῆς κινήσεως, δηλ. ἂν ἐδῶ ἐπρόκειτο γιὰ κύματα πυκνώσεως ἢ ἀραιώσεως.

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΕΩΣ

Παρ' ὅλο πὺν ἡ σεισμικὴ ἐπιτάχυνση θεωρήθηκε στὴ σεισμολογία σὰν ἓνας ἀπὸ τοὺς σπουδαιότερους παράγοντας γιὰ τὶς καταστροφὲς τῶν σεισμῶν, ἐν τούτοις τὶς περισσότερες φορὲς δὲν μετρίεται μὲ ἀκρίβεια. Στὴ μακροσεισμικὴ ἔρευνα ἡ μέτρηση αὐτῆς γίνεται κατὰ δύο τρόπους. Στὸν πρῶτο τρόπο ἡ ἐκτίμηση τῆς σεισμικῆς ἐπιταχύνσεως στηρίζεται στὸν ὑπολογισμό τῶν δυνάμεων, πὺν ἔχουν προκαλέσει ἀνατροπὴ σὲ τοίχους καὶ ἰδιαίτερα σὲ κολῶνες. Τέτοιοι ὑπολογισμοὶ ἔγιναν ἀπὸ τὸν ΡΟΥΣΟΠΟΥΛΟ (24) γιὰ τὸ σεισμὸ τῆς Κορίνθου 1928 καὶ γιὰ τὸ σεισμὸ τῆς Ἱερισσοῦ τοῦ 1932 καὶ τοὺς ΜΑΡΑΒΕΛΑΚΗ-ΧΑΡΑΛΑΜΠΑΚΗ (17) γιὰ τὸ σεισμὸ τῆς Λάρισας τοῦ 1941. Ἔτσι ὁ ΡΟΥΣΟΠΟΥΛΟΣ μὲ βάση τὸν τύπο $E \geq \frac{2\delta}{h + \delta}$ (4) ὅπου E εἶναι ὁ λόγος τῆς σεισμικῆς ἐπιταχύνσεως πρὸς τὴν ἐπιτάχυνση τῆς βαρύτητος, h τὸ ὕψος τοῦ τοίχου καὶ 2δ τὸ πᾶχος αὐτοῦ, ὑπολόγισε γιὰ τὸ σεισμὸ τῆς Κορίνθου μιὰ ἐπιτάχυνση 0,10-0,15 τῆς ἐπιταχύνσεως τῆς βαρύτητος. Προσθίεται ὅμως, ὅτι πρόκειται γιὰ ὑπολογισμό ἐντελῶς κατὰ προσέγγιση μὲ πληροφοριακὸ ἀπλῶς τύπο.

Στὶς περιπτώσεις αὐτὲς οἱ ἄνω συγγραφεῖς δέχτηκαν, ὅτι ἡ κατακόρυφη σεισμικὴ ἐπιτάχυνση εἶναι τὸ μισὸ τῆς ὀριζόντιας χωρὶς νὰ λάβουν ὑπ' ὄψιν τοὺς ὅτι στὶς σεισμικὲς κινήσεις ἡ σχέση μεταξὺ ὀριζόντιας καὶ κατακόρυφης συνιστώσας ἐξαρτᾶται ἀπὸ τὴν ἐκάστοτε γωνία ἀναδύσεως θ , ὁπότε σύμφωνα μὲ τὸν κανόνα τοῦ παραλληλογράμμου ἡ ὀριζόντια συνιστώσα θὰ εἶναι $x=a$ συν θ καὶ ἡ κατακόρυφη $z=a$ ἡμ θ . Ἡ τελευταία θὰ προστίθεται ἢ θ ἀφαιρεῖται ἀπὸ τὴν θ ἀνάλογα μὲ τὴ φορά τῆς σεισμικῆς κινήσεως (κύμα ἀραιώσεως ἢ πυκνώσεως). Ἔτσι ὁ τύπος (4) θὰ πρέπει νὰ γίνῃ $E \geq \frac{2\delta}{h \text{ συν } \theta + 2\delta \text{ ἡμ } \theta}$ (5). Στὴν εἰδικὴ περίπτωσι, ὅπου ὁ ΡΟΥΣΟΠΟΥΛΟΣ δέχεται, ὅτι ἡ κατακόρυφη συνιστώσα εἶναι τὸ μισὸ τῆς ὀριζόντιας, θὰ πρέπει $\theta = 26^\circ 33'$, ὁπότε σύμφωνα μὲ τὸν τύπο (5) θὰ ἔχουμε $E \geq \frac{2\delta}{0,894 h + 0,894 \delta}$, πὺν πάλι διαφέρει ἀπὸ τὸν τύπο 4. Δηλ. ἡ ἐπιτάχυνση τοῦ σειμοῦ θὰ εἶναι μεγαλύτερη ἀπ' ὅ,τι ὑπολογίστηκε ἀπὸ τοὺς ΡΟΥΣΟΠΟΥΛΟ, ΜΑΡΑΒΕΛΑΚΗ-ΧΑΡΑΛΑΜΠΑΚΗ. Ὅσο πλησιάζουμε πρὸς τὸ ἐπίκεντρο τόσο μεγαλώνει ἡ γωνία ἀναδύσεως καὶ ἐπομένως μικραίνει ἡ ὀριζόντια συνιστώσα τῆς σεισμικῆς ἐπιταχύνσεως, ὥστε νὰ γίνῃ μικρότερη ἀπὸ τὴν κατακόρυφη. Γιὰ ἐντελῶς κατακόρυφες κινήσεις γίνεται $E \geq 1$ ἐνῶ γιὰ ὀριζόντιες $E \geq \frac{2\delta}{h}$.

Ἄν οἱ ἀνατροπὲς τοίχων ὀφείλοταν μονάχα στὰ ἐπιμήκη κύματα ὁ Ψηφιακὴ Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

τύπος 5 θὰ μπορούσε νὰ δώσει τὴν σεισμικὴ ἐπιτάχυνση μὲ κάποια σχετικὴ ἀκρίβεια προκειμένου γιὰ χαμηλοὺς τοίχους καὶ ἴδια γιὰ κολῶνες, ποὺ δὲν συνδέονται μὲ τὸ ἔδαφος ἀλλὰ κεῖνται πάνω σ' αὐτὸ χωρὶς νὰ συνδέονται κατὰ κάποιο τρόπο μ' αὐτό. Καταστροφὲς ὅμως προκαλοῦν καὶ τὰ ἐγκάρσια κύματα, ποὺ καὶ στὴν περίπτωση ἀκόμα ποὺ δροῦν στὸ ἴδιο ἐπίπεδο μὲ τὰ ἐπιμήκη, ἡ ὀριζόντια συνιστώσα τους δὲν ἔχει πάντα τὴν ἴδια φορὰ μὲ τὴν ὀριζόντια συνιστώσα τῶν ἐπιμήκων.

Ἐπειδὴ στὴν ἀνατροπὴ τῶν τοίχων μποροῦν νὰ συμβάλλουν καὶ ἄλλοι παράγοντες χρειάζεται προσοχὴ στὸν ὑπολογισμό τῆς σεισμικῆς ἐπιταχύνσεως ἀπὸ τὴν ἀνατροπὴ τοίχων. Ἡ ἐκτίμηση τῆς ἐπιταχύνσεως μὲ τὴν ἄλλη μέθοδο γίνεται ἀπὸ τὶς σεισμομετρικὲς κλίμακες, ποὺ δίνουν τὴν ἔνταση τοῦ σειсмоῦ σὲ βαθμοὺς καὶ χρησιμοποιεῖται εὐρύτατα στὴν μακροσεισμικὴ ἔρευνα. Ἐδῶ τὰ μακροσεισμικὰ φαινόμενα ταξινομοῦνται σὲ ὁμάδες, ποὺ συσχετίζονται μὲ ὠρισμένη ἔνταση ἐπιταχύνσεως, κατὰ τέτοιο τρόπο, ὥστε κάθε βαθμὸς νὰ ἔχει διπλάσια ἐπιτάχυνση ἀπὸ τὸν προηγούμενο. Καὶ ἐδῶ ὁ ὑπολογισμὸς τῆς σεισμικῆς ἐπιταχύνσεως παρουσιάζει λάθη, ἀφοῦ καὶ στὴν περίπτωση ἀκόμη ποὺ ἡ ἐκτίμηση τῆς σεισμικῆς ἐπιταχύνσεως γίνεται μὲ σειсмоγράφους τύπου Wiechert (Σταθμὸς Ἀθηνῶν) δὲν ὑπολογίζεται μὲ ἀκρίβεια. Τὸ σφάλμα ἀναγνώσεως στὶς ταινίες εἶναι 0,1 mm, ποὺ στὴν περίπτωση ἀναγραφῆς μὲ ταχύτητα 15 mm/min ἀντιστοιχεῖ σὲ 0,4 sec. Συνεπῶς μιὰ καὶ ἀναγράφονται μὲ εὐκρίνεια ἐδαφικὲς κινήσεις 1,5 sec ἡ ἐπιτάχυνση $R = \frac{4\pi^2}{T^2} A$, ὅπου $T = 1,5 \pm 0,4$ sec. θὰ προσδιορίζεται μὲ ἓνα σφάλμα γύρω στὰ $\pm 50\%$.

Σὲ μακρὰ περίοδο ἐδαφικῶν κινήσεων ἡ ἐκτίμηση τῆς ἐπιταχύνσεως γίνεται ἀκριβέστερα, στὴν περίπτωσιν ὅμως αὐτὴ ἡ ἐπιτάχυνση εἶναι μικρὴ καὶ πρακτικῶς δὲν ἔχει καμμιά σημασία. Ἡ ἀκριβέστερη πάλι ἐκτίμηση τῆς ἐπιταχύνσεως μὲ τὴν ἐλάττωσιν τοῦ σφάλματος ἀναγνώσεως δηλ. μὲ τὴν ταχύτερη ἀναγραφὴ, ἀπαιτεῖ στὶς ἐπικεντρικὲς περιοχὲς σειсмоγράφους μὲ μεγάλη μάζα.

ΑΖΙΜΟΥΘΙΟ ΤΟΥ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟΥ

Στὴ μακροσεισμικὴ ἔρευνα ὁ προσδιορισμὸς τοῦ ἀζιμουθίου τοῦ ἐπικέντρου, γίνεται μὲ τὸν ἴδιο τρόπο ὅπως καὶ στὴ μικροσεισμικὴ δηλ. ταυτίζοντας τὴ διεύθυνση τῆς ὀριζοντίας ἐλαστικῆς παραμορφώσεως μὲ τὴ διεύθυνση τοῦ σεισμοῦ. Ἔτσι οἱ τοῖχοι ποὺ βρίσκονται κάθετα στὴ διεύθυνση τῆς σεισμικῆς δόνησεως, ἐπειδὴ προβάλλουν μικρότερη ἀντίσταση στὴ σεισμικὴ ὥθηση ἢ ἐφελκυσμό, ἀπ' ὅ,τι οἱ τοῖχοι μὲ διαφορετικὴ διεύθυνση, ὑφίστανται μεγαλύτερες ἐλαστικὲς παραμορφώσεις, παρουσιάζουν ρήγματα ἢ καὶ ἀνατρέπονται ἀκόμα. Τὴ διεύθυνση αὐτὴ τῆς ἀνατροπῆς τῶν τοίχων ταυτίζουν στὴ μακροσεισμικὴ μὲ τὸ ἐπίπεδο ἀζιμουθίου τοῦ

ἐπικέντρον. Γιὰ μεγαλύτερη ἀκρίβεια παίρνουν τέτοιες διευθύνσεις ἀπὸ περισσότερα χωριά, ἀκριβῶς ὅπως στὴν περίπτωση τοῦ μικροσεισμικοῦ προσδιορισμοῦ τοῦ ἐπικέντρον λαμβάνονται ὑπ' ὄψη σειсмоγραφήματα ἀπὸ διαφόρους σεισμολογικοὺς σταθμούς. Ὁ ΡΟΥΣΟΠΟΥΛΟΣ (24) π. χ. προσαθεῖ ἀπὸ τὴν κατὰ μέσο ὁρο διεύθυνση ἀνατροπῆς τοίχων ἢ τὴ διεύθυνση τοίχων μὲ ρωγμὲς στοὺς Ἀγ. Θεοδώρους, Λουτράκι, Κιάτο, Κονόνι, Κόρινθο καὶ Καλαμάκι νὰ βγάλει συμπεράσματα γιὰ τὴ θέση τοῦ ἐπικέντρον τοῦ σεισμοῦ τῆς Κορίνθου τῆς 28-4-1928. Ἀναφέρει μάλιστα, ὅτι αἱ πτώσεις τοίχων στὴν περιοχὴ αὐτὴ ἔχουν γίνεαι ἀπὸ νότο πρὸς βορρὰ στὰ τρία πρῶτα χωριά καὶ περίπου ἀπὸ βορρὰ πρὸς νότο στὰ ἄλλα τρία, δηλ. σὲ ὅλες αὐτὲς τὶς περιπτώσεις ἡ φορὰ τοῦ σεισμοῦ κατευθύνεται ἀπὸ τὸ ἐπικέντρο ἀκτινοειδῶς πρὸς τὰ ἔξω. Ἄν παραδεχθοῦμε ὅτι ὅλες αὐτὲς οἱ καταστροφὲς ὀφείλονται στὴν ἴδια σεισμικὴ δόνηση, πού δρᾷ στὴν κατεύθυνση ἐπικέντρο-τόπος καταστροφῶν δηλ. σὲ κύμα πυκνώσεως τότε, ὅπως εἶναι γνωστό, τὸ φαινόμενο αὐτὸ δηλ. ἡ ἀκτινοειδὴς διάταξη τῆς φορᾶς τῆς πρώτης σεισμικῆς κινήσεως γύρω ἀπὸ τὸ ἐπικέντρο παρουσιάζεται μόνο στὴν περίπτωση σεισμῶν ἐγκατακρημνίσεων ἢ στὴν περίπτωση, πού ἡ σεισμικὴ δόνηση ὀφείλεται σὲ ἔκρηξη. Θὰ ἔπρεπε λοιπὸν σύμφωνα μὲ τὴν ἀντίληψη αὐτή, νὰ παραδεχτοῦμε, ὅτι ὁ σεισμός τῆς Κορίνθου 28-4-1928 προῆλθε ἀπὸ κάποια ἔκρηξη ἢ ἦταν σεισμός ἐγκατακρημνίσεως. Αὐτὸ ὅμως δὲν εὐσταθεῖ γιατί ὅλα τὰ μακροσεισμικὰ στοιχεῖα τοῦ σεισμοῦ αὐτοῦ καθὼς καὶ ἡ γεωλογικὴ κατασκευὴ τῆς περιοχῆς ὁμιλοῦν χωρὶς καμμιά ἀμβιβολία γιὰ τεκτονικὸ σεισμό. Τὸ λάθος λοιπὸν ἔγκειται στὸ ὅτι δὲν μποροῦμε πάντοτε νὰ θεωροῦμε, ὅτι ἡ διεύθυνση ἀνατροπῆς τοίχων κλπ. γίνεται στὴ διεύθυνση τοῦ ἄξιμουθίου τοῦ ἐπικέντρον.

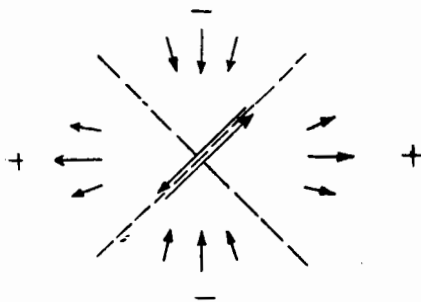
Ἀφοῦ λοιπὸν οἱ σεισμικὲς καταστροφὲς προκαλοῦνται καὶ ἀπὸ ἐγκάρσια κύματα, πού πολλὰς φορὲς δὲν κραδαίνονται στὸ ἐπίπεδο τοῦ ἄξιμουθίου τοῦ ἐπικέντρον δὲν εἶναι σωστὸ νὰ ταυτίζεται ἡ διεύθυνση τῆς σεισμικῆς φορᾶς μὲ τὸ ἄξιμούθιο τοῦ ἐπικέντρον. Ἀλλὰ καὶ ἡ παρατήρηση τοῦ ΡΟΥΣΟΠΟΥΛΟΥ, ὅτι κατὰ τὸ σεισμό αὐτὸ τὰ δύο πλειθόκτιστα φυλάκια τῆς γεφύρας τοῦ Ἰσθμοῦ, τὸ ἓνα στὴν Πελοποννησιακὴ πλευρὰ καὶ τὸ ἄλλο στὴν πλευρὰ τῆς Στερεᾶς στράφηκαν ὀριζόντια καὶ μὲ ἀντίθετο φορὰ, ἐνισχύει τὴν ἐκδοχὴν, ὅτι ἐδῶ πρόκειται γιὰ σεισμό μὲ ἐμφανῆ δράση τῶν ἐγκαρσίων κυμάτων καὶ ὅχι ὅτι τὸ ἀνώτατο στρώμα τοῦ ἐδάφους μετακινεῖται ἀνεξάρτητα στὶς δυὸ πλευρὰς τῆς διώρυγας, ὅπως ἰσχυρίζεται ὁ ἀνωτέρω συγγραφεύς.

ΤΟ ΕΙΔΟΣ ΤΩΝ ΜΕΤΑΚΙΝΗΣΕΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΟΓΟΝΟ ΜΕΤΑΠΤΩΣΗ

Ὁ ΚΡΗΤΙΚΟΣ ἀναφέρει (2 καὶ 3), ὅτι στοὺς σεισμοὺς τῆς Ἀνατ. Ἑλλάδας καὶ Αἰγαίου ἡ πρώτη σεισμικὴ κίνησις πού ἀναγράφεται στὸ στα-
Ψηφιακὴ Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμῆμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

θμό Ἀθηνῶν εἶναι κύμα ἀραιώσεως δηλ. κίνηση πρὸς τὰ κάτω, ἐνῶ στοὺς σεισμοὺς τῶν Ἰονίων νήσων, τῆς Δυτ. Ἑλλάδας, Μ. Ἀσίας καὶ τῶν παρακειμένων νήσων ὡς ἐπὶ τὸ πλεῖστον κύμα πυκνώσεως δηλ. κίνηση πρὸς τὰ ἄνω. Νομίζει ὅτι αὐτὸ δὲν πρέπει νὰ θεωρηθεῖ σὰν ἀπλή σύμπτωση, ἀλλὰ σὰν ἐνδεικτικὸ τοῦ ὅτι ἡ φορὰ τῆς πρώτης σεισμικῆς κινήσεως συμπίπτει μὲ τὴν φορὰ κατακορύφων κινήσεων στὴν περιοχὴ τοῦ ἐπικέντρου, πιθανῶς ὁρογενετικῶν, καὶ ὑποθέτει, ὅτι στὴν πρώτη περίπτωσι προέκειται γιὰ καταβυθίσεις ἐνῶ στὴ δευτέρῃ γιὰ ἐξάρσεις.

Εἶναι ὅμως γνωστό, ὅτι γιὰ ἓνα καὶ τὸν αὐτὸν σεισμό, ἄλλοι σταθμοὶ ἀναγράφουν τὴν πρώτη σεισμικὴ κίνηση σὰν κύμα πυκνώσεως καὶ ἄλλοι σὰν κύμα ἀραιώσεως. Ὁ SHIDA (9) μάλιστα παρατήρησε, ὅτι οἱ περιοχὲς μὲ κύμα πυκνώσεως (ὠθήσεως) πιάνουν δύο διαγωνίους ὀρθογωνίους τομεῖς γύρω ἀπὸ τὸ ἐπικέντρο, ἐνῶ οἱ περιοχὲς μὲ κύμα ἀραιώσεως (ἐφελκυσμοῦ) τοὺς δύο ἄλλους. Ὁ NATAMURA (19 καὶ 12) διαπίστωσε, ὅτι ἔπειτα ἀπὸ μερικοὺς ἰαπωνικοὺς σεισμοὺς οἱ χωριστικὲς γραμμὲς τῶν



Εἰκ. 1. Ἀναγραφὴ τῆς πρώτης σεισμικῆς κινήσεως σὲ περίπτωσι μεταπρωσιγενοῦς σεισμοῦ.

— κύματα ἀραιώσεως
+ » πυκνώσεως

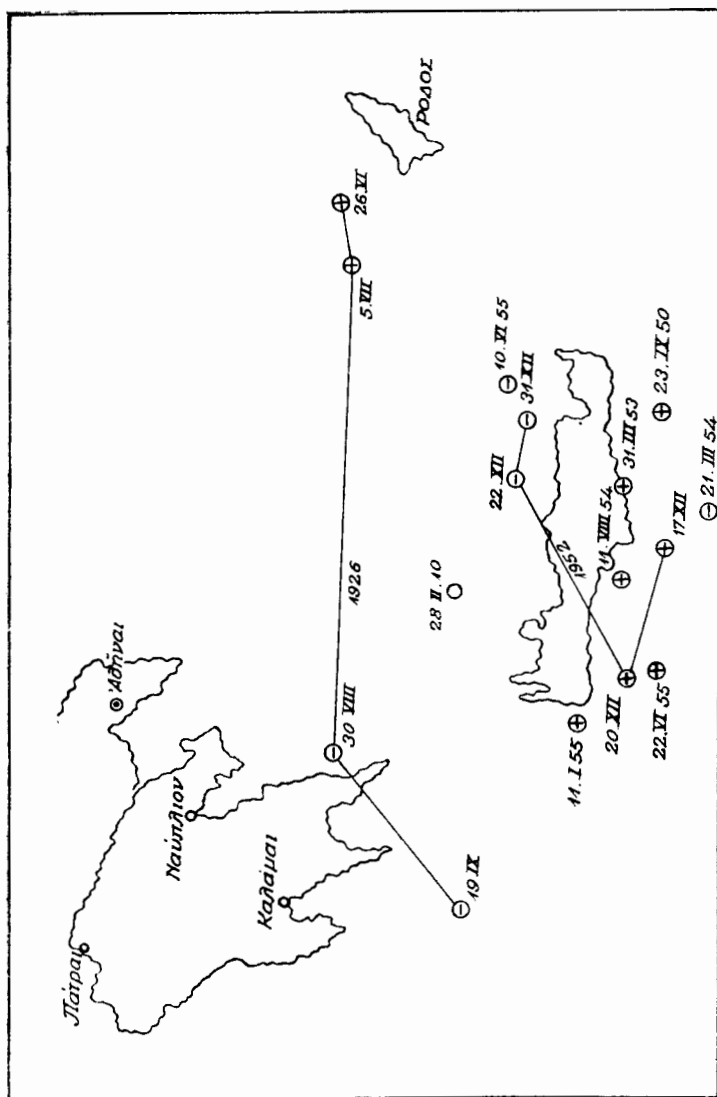
περιοχῶν σεισμικῆς ὠθήσεως καὶ ἐφελκυσμοῦ συμπίπτουν μὲ τεκτονικὲς γραμμὲς στὴν περιοχὴ τοῦ ἐπικέντρου καὶ ὑποθέτει, ὅτι ἐκεῖ δυὸ γήινα τεμάχια ὑπέστησαν ὀλίσθηση κατὰ μῆκος μιᾶς ἀπὸ τὶς χωριστικὲς αὐτὲς γραμμὲς. Ἐκτοτε ἐμελετήθησαν οἱ ἀρχικὲς κινήσεις σὲ πολλοὺς ἰαπωνικοὺς σεισμοὺς τόσον μικροῦ ὅσο καὶ μεγάλου βάθους καὶ διαπιστώθηκε, ὅτι σὲ ὅλες τὶς περιπτώσεις οἱ διευθύνσεις αὐτῶν διατάσσονται σὲ 4 ὀρθογωνίους τομεῖς γύρω ἀπὸ τὴν ἐστία, ὅπως δείχνει ἡ εἰκ. 1. Ὁ REID (29) πάλιν ἀναφέρει, ὅτι κατὰ τὸ σεισμὸ τοῦ Ἀγ. Φραγκίσκου τὸ 1906, ὅπου παρατηρήθησαν κινήσεις στὴν ἐκεῖ μετάπτωσι σὲ ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσι, οἱ ὀρθογώνιοι τομεῖς βόρεια καὶ νότια τῆς ἐστίας ἔδειξαν κύματα πυκνώσεως, ἐνῶ οἱ ἀνατολικοὶ καὶ δυτικοὶ τομεῖς κύματα ἀραιώσεως. Δηλ. πρὸς τὸ μέρος ὅπου γίνεται ἡ μετατόπισι ἔχουμε κύμα πυκνώσεως, ἐνῶ πρὸς τὸ ἀντίθετο, Ψηφιακὴ Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

κύμα αραιώσεως. Μὲ τὸν τρόπο αὐτὸ διαπιστώθηκε μάλιστα, ὅτι πολλοὶ σεισμοὶ ὀφείλονται σὲ δυνάμεις διατμήσεως. Τουναντίον ὁ ISHIMOTO (12) γιὰ νὰ ἐξηγήσει τὴ διάταξη αὐτὴ στοὺς 4 τομεῖς δέχεται τετραμερῇ πηγὴ στὴν ἐστία καὶ ὄχι διμερῇ (μιὰ μετάπτωση) καὶ ὑποστηρίζει ὅτι οἱ σεισμοὶ ὀφείλονται σὲ κινήσεις μάγματος, ἐπίσης ὅτι οἱ διαχωριστικὲς γραμμὲς ποὺ ἀναφέραμε πιὸ πάνω εἶναι κωνικὲς τομές. Στὴν περίπτωσι σεισμῶν ἐγκατακρημνίσεων παρατηρεῖται διαφορετικὴ διάταξη τῶν περιοχῶν, ὅπου ἀναγράφονται κύματα πυκνώσεως ἢ ἀραιώσεως. Ἐδῶ γύρω ἀπὸ τὸ ἐπίκεντρο παρατηροῦνται κύματα ἀραιώσεως σὲ ὅλες τὶς διευθύνσεις καὶ ἀπὸ μιὰ μακρυνότερη ἀπόστασι ἀρχίζουν τὰ κύματα πυκνώσεως σὲ ἀκτινωτὴ πάλι διάταξη (9 καὶ 10).

Στὸ σεισμὸ τῆς Λάρισας 1.3.1941, ἡ πρώτη σεισμικὴ κίνησις ἦταν κύμα πυκνώσεως στοὺς γεωμανικοὺς σταθμοὺς Potsdam καὶ Stuttgart, ἐνῶ στοὺς σταθμοὺς Clemont Ferront (Γαλλία) καὶ Cartuja (Ἰσπανία) κύμα ἀραιώσεως. Σύμφωνα μὲ τὴν ἐκδοχὴ τοῦ ΚΡΗΤΙΚΟΥ θὰ ἔπρεπε, μὲ βάση τοὺς ἐλληνικοὺς καὶ γεωμανικοὺς σταθμοὺς νὰ συμπεράνουμε, ὅτι ὁ σεισμὸς τῆς Λάρισας ὀφείλτο σὲ ἀνοδικὲς κατακορύφους κινήσεις, ἐνῶ μὲ βάση τοὺς γαλλικοὺς καὶ ἰσπανικοὺς σταθμοὺς, ὅτι ὁ ἴδιος σεισμὸς ὀφείλτο σὲ καθοδικὲς κινήσεις, πρᾶγμα ἀκατανόητο. Ὅσον ἀφορᾷ τὴν παρατήρησι, ὅτι στὴν Ἀθῆνα οἱ σεισμοὶ ὠρισμένων περιοχῶν ἀναγράφονται πάντοτε μὲ τὸν ἴδιο χαρακτήρα, δὲν ἀποτελεῖ τίποτα τὸ ἰδιαίτερο. Τὰ ἐπιμήκη κύματα ὅλων σχεδὸν τῶν ἀσιατικῶν σεισμῶν ἀναγράφονται στοὺς σταθμοὺς Ἀμβούργου, Uccle καὶ Ekaterinburg σάν κύματα πυκνώσεως. Στὸ σταθμὸ Zi-ka-wei (Κίνα) μόνο οἱ σεισμοὶ τῆς Κεντρικῆς Ἀσίας ἀναγράφονται σάν κύματα πυκνώσεως, ἐνῶ οἱ σεισμοὶ τῆς Ἀνατ. Ἀσίας (Ἰαπωνία - Φιλιππῖναι κλπ.) σάν κύματα ἀραιώσεως (7, 156).

Γιὰ τὴ μελέτη τῶν κινήσεων στὴ σειсмоγόνου μετάπτωσι χρειαζόμεστε τουλάχιστον δύο σεισμικοὺς σταθμοὺς καὶ γιὰ τὴν πιὸ εὐνοϊκὴ ἀκόμη περίπτωσι τῆς θέσεως αὐτῶν ὡς πρὸς τὸ ἐπίκεντρον. Στὴν περίπτωσι ὅμως ποὺ παρουσιάσθησαν διαδοχικοὶ σεισμοὶ μέσα στὴν ἴδια περιοχὴ, μποροῦμε νὰ μελετήσουμε τὸ θέμα αὐτὸ μὲ τὴ βοήθεια ἑνὸς μονάχα σταθμοῦ. Ἀναφέρουμε γιὰ παράδειγμα τοὺς τέσσαρες σεισμοὺς ποὺ ἔδρασαν κατὰ τὸ 1926 στὸ Νότιο Αἰγαῖο. Οἱ σεισμοὶ αὗτοι ἦταν μέσου βάθους (100-150 χμ.), κατὰ τὸν GUTENBERG καὶ RICHTER (8) καὶ παρουσίασαν μιὰ σαφῆ μετάθεσι τῶν ἐπικέντρων ἀπὸ ἀνατολὰς πρὸς δυσμὰς. Στους δύο πρώτους σεισμοὺς τῆς 26 Ἰουνίου καὶ 5 Ἰουλίου 1926 ἡ πρώτη σεισμικὴ κίνησις, ὅπως ἀναφέρει ὁ ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ (4), ἀναγράφηκε στὴν Ἀθῆνα σάν κύμα πυκνώσεως (ὠθήσεως), ἐνῶ στοὺς κατοπινούς σεισμοὺς τῆς 30 Αὐγούστου καὶ 19 Σεπτεμβρίου σάν κύμα ἀραιώσεως (ἐφελκυσμοῦ). Ἐπειδὴ τὰ ἐπίκεντρα τῶν δύο πρώτων σεισμῶν βρίσκονται ΝΑ τῆς Ἀθήνας, (βλ. Εἰκ. 2) θὰ πρέπει νὰ συμπεράνουμε, ὅτι τὴν πρώτη σεισμικὴ κίνησι στὴν Ἀθῆνα προκάλεσαν κινήσεις γητῶν τεμαχῶν ποὺ καὶ στὶς δυὸ περιπτώσεις εἶχαν τὴν

Ίδια φορά, είτε περίπου από ανατολὰς πρὸς δυσμάς, είτε περίπου ἀπὸ νότο πρὸς βορρᾶν. Στὸς κατοπινὸς σεισμοὺς μὲ ἐπίκεντρα ΝΔ τῆς Ἀθήνας, οἱ σεισμογόνοι κινήσεις, πὺν ἔφθασαν στὴν Ἀθήνα θὰ εἶχαν φορά είτε περι-



Εἰκ. 2. Χάρτης ἐπικέντρων σεισμῶν, ἡ πρώτη κίνηση τῶν ὁποίων ἀναγράφτηκε στὴν Ἀθήνα σὺν κύμα πυκνώσεως (+) ἢ ἀραιώσεως (-).

που ἀπὸ ανατολὰς πρὸς δυσμάς, είτε περίπου ἀπὸ βορρᾶ πρὸς νότο τώρα. Οἱ κινήσεις λοιπὸν γηίνων τεμαχῶν στὸ Ν. Αἰγαῖο, πὺν στὶς ἄνω περιπτώσεις ἀναγράφουν στὴν Ἀθήνα, παρουσιάζουν μιὰ πιθανότητα $\frac{4}{8}$ γιὰ Α-Δ φορά καὶ $\frac{2}{8}$ γιὰ Β-Ν ἢ Ν-Β. Ἄν συνδυάσουμε τὸ γεγονός, ὅτι οἱ τέσσαρες αὐ-

τοὶ μεγάλοι σεισμοὶ ποὺ ἔγιναν μέσα σὲ τρεῖς μῆνες παρουσίασαν μιὰ μετατόπιση τῶν ἐπικέντρων ἀπὸ Α πρὸς Δ, μὲ τὴν παρατήρηση ὅτι μεταπτώσεις σὲ ἓνα περιορισμένο χῶρο διατηροῦν τὴν ἴδια διεύθυνση φορᾶς γιὰ μερικὰ χρόνια, ὅπως εἶναι γνωστὸ (18) ἡ διεύθυνση τῆς ἀρχικῆς κινήσεως στοὺς μετασεισμοὺς εἶναι ἡ ἴδια ἔπως καὶ στὸν κύριο σεισμό, βγαίνει ἀνενόητα τὸ συμπέρασμα, ὅτι καὶ στοὺς τέσσερες αὐτοὺς σεισμοὺς οἱ κινήσεις στὶς μεταπτώσεις εἶχαν τὴν ἴδια φορὰ κινήσεως, δηλ. περίπου ἀπὸ ἀνατολὰς πρὸς δυσμὰς. Τὸ συμπέρασμα αὐτὸ συμφωνεῖ μὲ τὴν παρατήρηση, ὅτι τὰ ρήγματα τῆς περιοχῆς τῶν ἐπικέντρων ποὺ χωρίζουν τὴν Κρήτη ἀπὸ τὴν λοιπὴ Ἑλλάδα ἔχουν διεύθυνση περίπου Α - Δ. Φαίνεται λοιπὸν ὅτι οἱ περιοχὲς τῶν Κυκλάδων καὶ Πελοποννήσου κινοῦνται πρὸς δυσμὰς σχετικὰ μὲ τὴν περιοχὴ τῆς Κρήτης.

Μὲ τὸ συμπέρασμα αὐτὸ συμφωνοῦν καὶ οἱ παρατηρήσεις γιὰ τοὺς σεισμοὺς Δεκεμβρίου τοῦ 1952 στὴν περιοχὴ τῆς Κρήτης, ποὺ παρουσιάζουν μιὰ μετατόπιση ἐπικέντρων ἀπὸ ἀνατολὰς πρὸς δυσμὰς καὶ κατόπιν ἀπὸ δυσμὰς πρὸς ἀνατολὰς. Στους σεισμοὺς μὲ ἐπίκεντρα ΒΑ τῆς Κρήτης (δηλ. ΝΑ τῆς Ἀθήνας) ἡ πρώτη κίνηση στὴν Ἀθήνα ἀναγράφηκε σὰν κῦμα ἀραιώσεως, ποὺ σημαίνει, ὅτι τὸ τμήμα αὐτὸ μετατοπίζεται ἀπὸ δυσμὰς πρὸς ἀνατολὰς. Στους ἄλλους δύο σεισμοὺς μὲ ἐπίκεντρα νότια τῆς Κρήτης ἡ πρώτη σεισμικὴ κίνηση ἀναγράφηκε στὴν Ἀθήνα σὰν κῦμα πυκνώσεως, δηλ. σχετίζεται μὲ κινήσεις περίπου ἀπὸ ἀνατολὰς πρὸς δυσμὰς. Μὲ ἄλλα λόγια βόρεια τῆς Κρήτης λαμβάνουν χώραν κινήσεις ἀπὸ δυσμὰς πρὸς ἀνατολὰς καὶ νότια αὐτῆς κινήσεις ἀπὸ ἀνατολὰς πρὸς δυσμὰς. Ἐτσι δικαιολογεῖται γιὰ τὴν πρώτη κίνηση σεισμῶν μὲ ἐπίκεντρα βόρεια τῆς Κρήτης ἀναγράφεται στὴν Ἀθήνα, ὡς ἐπὶ τὸ πλεῖστον, σὰν κῦμα ἀραιώσεως, ἐνῶ στοὺς σεισμοὺς μὲ ἐπίκεντρα νότια τῆς Κρήτης ἡ πρώτη σεισμικὴ κίνηση ἀναγράφεται σὰν κῦμα πυκνώσεως.

Γιὰ τὶς ἄλλες κινήσεις στὶς μεταπτώσεις αὐτὲς ποὺ χωρίζουν τὴν Κρήτη ἀπὸ τὴν Πελοπόννησο, τὶς μὴ ὀριζόντιες, ποὺ ἀσφαλῶς θὰ ἔχουν συμβεῖ ἐκεῖ θὰ ὑπῆρχαν στοιχεῖα, ἂν εἶχε γίνει καὶ ἡ μελέτη τῶν ἄλλων σεισμικῶν κυμάτων. Ὅπως εἶναι γνωστὸν (23) στὴν περίπτωση κατακορύφων κινήσεων γήινων τεμαχῶν παράγονται ἐπιφανειακὰ κύματα Rayleigh, στὶς ὀριζόντιες κινήσεις κύματα Love καὶ στὶς πλάγιες καὶ τὰ δύο εἶδη ἐπιφανειακῶν κυμάτων. Ἀλλὰ καὶ τὰ ἄλλα σεισμικὰ κύματα μποροῦν νὰ μᾶς βοηθήσουν στὴν ἀνέυρεση τῆς διευθύνσεως τῶν σεισμογόνων ρηγμάτων καὶ μεταπτώσεων. Ὁ NEUMANN (21) π. χ. βρῆκεν, ὅτι ἡ διεύθυνση ἔδαφικοῦ κραδασμοῦ στὸ σεισμικὸ σταθμὸ σχηματίζει μὲ τὸ κατακόρυφο ἐπίπεδο Ἑστία-Σταθμὸς μιὰ γωνία 180°-α ὅπου α ἡ γωνία μεταξὺ γραμμῆς διαρρήξεως καὶ ἐπιπέδου Ἑστία-Σταθμὸς. Πρὶν ἀπ' αὐτὸν ὁ GALITZIN εἶχε διαπιστώσει, ὅτι τὸ ἐπίπεδο κραδάνσεως τῶν ἐγκαρσίων κυμάτων σχηματίζει μὲ τὸ ἐπίπεδο τοῦ ἄξιμουθίου τοῦ ἐπικέντρου μιὰ γωνία β, ποὺ προσδιορίζεται ἀπὸ τὸν τύπο $\epsilon\phi\beta = \epsilon\phi\gamma$. συνι, ὅπου γ ἡ διαφορὰ ἄξιμουθίου ἐγ-

καρσίων και επιμήκων κυμάτων και i το συμπλήρωμα της αληθινής γωνίας αναδύσεως. Σε 23 περιπτώσεις σεισμών που μελέτησε στο Ρουλκονο (Ρωσία) βρήκε, ότι η γωνία β με ελάχιστες εξαιρέσεις είναι πολύ μικρή για μακρινές επικεντρικές αποστάσεις $\Delta > 40^\circ$, ενώ για κοντινές αποστάσεις αρκετά μεγάλη. Έπειτα απ' αυτό συνεπαίρανε, ότι η γωνία β επηρεάζεται από τις γεωλογικές ιδιορρυθμίες του υπεδάφους στην περιοχή της σεισμικής εστίας και του σταθμού, νόμισε μάλιστα ότι αυτό θα μπορούσε να μάς οδηγήσει σε ενδιαφέροντα συμπεράσματα για την ανομοιομερή διάταξη των ανωτέρων στρωμάτων του γήινου φλοιού. Σχετικά με το θέμα αυτό δεν έγινε καμιά μελέτη, ίσως γιατί αργότερα ο GUTENBERG (7) που υπελόγησε τη γωνία αυτή για 14 σεισμούς με Δ μεταξύ 65° και 82° από Göttingen βρήκε, ότι η β είχε πολύ μικρές τιμές μεταξύ 1° και 7° . Αργότερα ο KÖHLER αναφέρει μονάχα (16), ότι σε έκρηξη λατομείου το επίπεδο κραδάνσεως των επιμήκων κυμάτων εσχημάτιζε με το κατακόρυφο επίπεδο Έστια - Σταθμός μια γωνία $20-30^\circ$.

Νομίζω, ότι τα πορίσματα της μελέτης του GALITZIN μπορούν να αξιοποιηθούν, αλλά κατ' άλλον τρόπον. Φυσικά η επίδραση των ανωτέρων στρωμάτων του φλοιού δεν παραγνωρίζεται στην περίπτωση αυτή, όπως και στη διάδοση της σεισμικής ενέργειας, που και εκεί σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις είναι μικρή (14, 46)· οι μεγάλες όμως τιμές της γωνίας β δεν οφείλονται στη γεωλογική επίδραση του υπεδάφους, αλλά στο γεγονός, ότι στην περίπτωση αυτή οι κραδασμοί των εγκάρσιων κυμάτων γίνονται κάθετα στο άξιμουθιο του επικέντρου. Κατά τον ίδιο τρόπο οι μικρές τιμές της γωνίας β θα σημαίνουν, ότι το επίπεδο κραδάνσεως των εγκάρσιων κυμάτων θα συμπίπτει με το άξιμουθιο του επικέντρου και λόγω της γεωλογικής κατασκευής του ανωτέρου φλοιού μετατοπίστηκε μερικές μοίρες από τη διεύθυνση αυτή. Έτσι έχουμε στη διάθεσή μας ένα νέο βοηθητικό στοιχείο, αν δηλ. τα εγκάρσια κύματα, που αναγράφονται στο σταθμό, κραδαίνονται κάθετα ή πάνω στο επίπεδο του άξιμουθίου του επικέντρου. Αν τώρα συνδυάσουμε την παρατήρηση αυτή με την έκδοχή του REID (23), ότι σε κατακόρυφες μεταπτώσεις τμημάτων του φλοιού της γης παράγονται SV - εγκάρσια κύματα, που κραδαίνονται πολωμένα στο επίπεδο προσπτώσεως ενώ στις οριζόντιες μεταπτώσεις παρουσιάζονται SH - εγκάρσια κύματα που κραδαίνονται πολωμένα κάθετα στο επίπεδο προσπτώσεως, βγαίνει σαν συμπέρασμα ότι: Στην περίπτωση, που από τα σειсмоγραφήματα διαπιστωθεί μεγάλη γωνία β , θα πρόκειται για σεισμό που οφείλεται σε οριζόντιες κυρίως μεταπτώσεις. Όταν η γωνία β είναι μικρή ο σεισμός θα οφείλεται σε μεταπτώσεις, όπου επικρατούν κατακόρυφες μετακινήσεις. Όπως είναι γνωστόν, οι μετακινήσεις γηίνων τεμαχίων δεν γίνονται ακριβώς οριζόντια ή κατακόρυφα, αλλά πλησιάζουν περισσότερο στη μια ή την άλλη κατεύθυνση απ' αυτές.

*Ας πάρουμε για παράδειγμα το σεισμό της 28.2.1910 με επίκεντρο Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεοφράστους - Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

κατὰ τὸν GUTENBERG καὶ RICHTER (8) βόρεια τῆς Κρήτης στὴ θέση 36° N καὶ 24° E. Ἡ πρώτη κίνηση τοῦ σεισμοῦ αὐτοῦ στὸ Pulkono ($\Delta=2330$ km) ἀναγράφτηκε σὰν κῆμα πυκνώσεως. Τὴν γωνία β ὑπελόγησε ὁ GALITZIN σὲ -78° . Ἐπομένως σύμφωνα μὲ τὰ ἀνωτέρω πρόκειται γιὰ σεισμό, πὺν ὀφείλεται σὲ μεταπτώσεις, ὅπου ἐπικρατοῦν οἱ ὀριζόντιες μετακινήσεις. Πράγματι στὴν περιοχὴ αὐτή, ὅπως ἀναφέραμε προηγουμένα, ὑπάρχουν μεγάλες μεταπτώσεις μὲ διεύθυνση $A - \Delta$. Ἴσως μάλιστα ὁ σεισμός αὐτός νὰ συνδέεται μὲ τὶς μεγάλες μεταπτώσεις πὺν βρίσκονται μεταξὺ Κρήτης καὶ Πελοποννήσου-Κυκλάδων μὲ διεύθυνση $A - \Delta$ μὲ ἐλαφρὰ ἀπόκλιση πρὸς ΔBA . Γιὰ τὴν ἀποψη αὐτὴ συνηγορεῖ ἡ θέση τοῦ ἐπικέντρου τοῦ σεισμοῦ αὐτοῦ, μὲ ἐστία ἐνδιάμεσου βάθους (± 150 km. κατὰ GUTENBERG καὶ RICHTER) στὴν ἴδια ζώνη ὅπως καὶ τὰ ἐπικέντρα τῶν σεισμῶν τοῦ 1926. Τὸ ὅτι ἡ πρώτη σεισμικὴ κίνηση στὸ Pulkono ($BA 14^{\circ} 21'$ τοῦ ἐπικέντρου) ἀναγράφτηκε σὰν κῆμα πυκνώσεως συνηγορεῖ γιὰ τὴν ἀποψη αὐτή, πάντως ἐδῶ χρειάζεται προσοχή. Σὲ τέτοιες περιπτώσεις δὲν πρέπει κανεὶς νὰ ἀρκεσθεῖ μονάχα σὲ μιὰ ἢ σὲ δύο παρατηρήσεις, χρειάζεται σειρὰ μετρήσεων ἀπὸ σειсмоγράφους, πὺν θὰ βρίσκονται σκορπισμένοι στὴν ἑλληνικὴ περιοχὴ.

Στὴν Ἑλλάδα ὅμως ὑπάρχει μονάχα ἓνας σεισμολογικὸς σταθμός καὶ συνεπῶς ἡ σεισμολογικὴ ἔρευνα θὰ στηριχθεῖ κυρίως στὴν ἐξέταση μακροσεισμικῶν φαινομένων. Θὰ πρέπει λοιπὸν νὰ ἀξιοποιηθῇ κάθε μακροσεισμικὸ στοιχεῖο κατὰ τέτοιο τρόπο πὺν νὰ μπορέσει νὰ ἀναπληρώσει τὴ μικροσεισμικὴ ἔρευνα, πὺν ὅπως εἶδαμε συμβάλλει στὴ γεωλογικὴ - τεκτονικὴ ἔρευνα τῆς χώρας μας.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Erdbebenforschung in Griechenland hat sich aus Mangel an Erdbebenstationen nur auf die Makroseismik beschränkt. Bei grossen Beben kann man stets umfangreiches Material sammeln, dessen Bearbeitung zu wertvollen seismologischen Ergebnissen führt. Verfasser hat sich schon mit der Verbreitung der seismischen Energie in Abhängigkeit von der Tektonik und später mit der Abhängigkeit der Erdbebenstärke von der Art des Untergrundes befasst. Dabei wurde gezeigt, dass die Erdbebenwirkung an der Erdoberfläche von der Amplitude und Länge der Erdbebenwellen abhängt. Führt man hier die max. Beschleunigung der seismischen Wellen ein, so bekommt man $\varepsilon = \frac{1}{\omega \pi} \sqrt{A \cdot R}$. d. h. man darf für die Erdbebenwirkung auf Gebäude nicht nur die max. Beschleunigung und die Amplitude der seismischen Wellen berücksichtigen, sondern auch ihre Geschwindigkeit. Erdbebenkatastrophen werden demnach nicht nur durch die Longitudinalen sondern auch durch die Transversalen her-

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

vorgerufen und bei kleinerem Epizentrenabstand auch durch die Längen. Im letzteren Falle ist die Wirkung der Transversalen besonders stark, da sie dort horizontale Bewegungen hervorrufen. Infolgedessen gibt die Berechnung der Beschleunigung bei Überkippen von Gegenständen keine sicheren Resultate. Es ist hier zu erwähnen dass die Stärkeskalen die für die Schätzung der Erdbebenstärke viel gebraucht werden, nur in Bezug auf die Differenzen der seismischen Beschleunigung anwendbar sind. Ebenfalls ist die Bestimmung des Azimuts von Epizentren, die nur auf der Wirkung der Longitudinalen auf Gebäude, d. h. auf der Fallrichtung von Wänden beruht, in manchen Fällen falsch.

Man kann nicht, wie früher angenommen wurde, (2 und 3) aus dem Charakter der ersten Bewegung, die bei verschiedenen Erdbeben in Athen als Dilatations - oder Kompressionswelle registriert wurde, den Schluss auf vertikale Bewegungen im Herdgebiet ziehen. Jedoch gibt es Fälle, in denen man solche Registrierungen für geologische Zwecke benutzen kann. Es wird hier der Fall von vier intermediären Beben (Tiefe 100 - 150 km) besprochen, deren Epizentren eine Verlagerung von Osten nach Westen im südägäischen Meer zeigen. Bei den zwei ersten Beben (26 Juni und 5 Juli 1926) deren Epizentren S.O. von Athen lagen, war die erste Bewegung in Athen eine Kompressionswelle, während für die zwei anderen Beben, vom 30 August und 19 September des selben Jahres, deren Epizentren SW von Athen lagen, die erste Bewegung in Athen als Dilatationswelle registriert wurde. Daraus kann man den Schluss ziehen, dass die Herdbewegungen bei allen diesen Beben dieselbe Richtung von Osten nach Westen hatten, was mit der Tatsache übereinstimmt, dass die in diesem Gebiete aufgeschlossenen Verwerfungen dieselbe O-W Richtung haben. Es scheint also, als ob das Gebiet der Peloponnes mit den Kykladen sich von Osten nach Westen entlang einer Verwerfung verschiebt, während das Gebiet von Kreta sich im Verhältnis zum ersteren umgekehrt bewegt.

Als zweites Beispiel kann man hier die Erdbeben vom Dezember 1952 anführen; bei den Beben, deren Epizentren NO von Kreta liegen, d. h. SO von Athen wurde die erste Bewegung der Beben als Dilatationswelle registriert. Die erste Bewegung der Beben mit Epizentren S von Kreta war in Athen eine Kompressionswelle, dies bedeutet, dass nördlich von Kreta Bewegungen in der Richtung W-O herrschen, dagegen südlich von Kreta entgegengesetzte Bewegungen d. h. von O nach W.

Aus der Art der Schollenbewegung im Herdgebiet könnte man interessante Schlüsse ziehen, wenn man bei der Erdbebenforschung

den Winkel β im Sinne von GALITZIN berechnet. Bei grossen Werten von β kann man annehmen, dass hier Bewegungen vorkommen, die bei vertikalen Verwerfungen entstehen dagegen bei kleinen Werten von β Bewegungen, die durch Querverwerfungen dh horizontale Verschiebungen entstehen. So darf angenommen werden, dass das Beben von Kreta am 28.2.10 für des GALITZIN $\beta = 78^\circ$ errechnet hat, durch horizontale Verwerfungen zu Stande gekommen ist.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. ANGENHEISTER, G. — Verwendung der Resonanzmethode bei seismischen Untersuchungen. *Union Géod. Géoph. Intern. Série A*, Nr. 10.
2. CRITICOS, N. — Rapport sur la sismicité de l'Attique. *Union Géod. Géoph. Inter. Assoc. Seismick.* 1939.
3. » — Caratteristiche dei seismogrammi di terremoti prossimi a Atene e fenomeni relativi nella regione epicentrale. *Geoph. pura e applicata IV.* (1942).
4. GALANOPOULOS, A. — On the intermediate Earthquake in Greece. *Bull. of the Seism. Soc. of America.* 43 (1953), p. 159.
5. ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α. — Σεισμική γεωγραφία της Ελλάδος. 'Αθήναι, 1955.
6. GALITZIN, B. — Vorlesungen über Seismometrie. Leipzig, 1914.
7. GUTENBERG, B. — Theorie der Erdbebenwellen. *Handbuch der Geophysik*, Bd. IV. I. Berlin, 1929.
8. GUTENBERG, B. and C. F. RICHTER. — Deep Focus Earthquakes in the Mediterranean Region. *Geoph. pura e applicata*, 12, Fase 3 - 4. Milano, 1948.
9. HASEGAWA, M. — Die erste Bewegung bei einem Erdbeben. *Gerlands Beitr. z. Geoph.*, 27 (1930), p. 102.
10. INOUE, W. — Notes of the Origin of Earthquakes (sixth paper). *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo* (1938) XVI, p. 597.
11. ISHIMOTO, M. — Caractéristiques des ondes sismiques d'après des enregistrements accélérométriques. *Bull. Earth. Res. Inst.* IX (1931), p. 473.
12. » — Existence d'une source quadruple au foyer sismique d'après l'étude de la distribution des mouvements initiaux des secousses sismiques. *Ebenda X* (1932), p. 449.
13. » — Sur le mécanisme de la production des ondes sismiques au foyer; existence d'une source quadruple au foyer. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, VIII (1932), p. 36.
14. KISKYRAS, D. — Sur la propagation de l'énergie sismique dans la croûte terrestre, ses rapports avec la tectonique et la place du foyer sismique. *Bull. of the Geol. Soc. of Greece.* 1954/1955, p. 40-55.
15. » — Abhängigkeit der Erdbebenstärke von der Lage und dem physikalischen Zustand des Untergrundes *Ebenda* 1955-1956.

16. KÖHLER, R. —Eigenschwingungen des Untergrundes, ihre Anregung und ihre seismische Bedeutung. *Nachr. Gesellsch. Wiss. Cöttingen Math. Phys. Kl. Fachgr. II*, S. 14.
17. MARAVELAKIS, M. —Étude géologique et macroseismique des séismes de Larissa du 1^{er} Mars 1941 (Festschrift N. Criticos) Athènes, 1942.
18. NASU, N. —On the Aftershocks of the Tongo—Earthquake *Bull. Earth. Res. Inst.* **6**, 1930, p. 245.
19. MINAKAMI, T. —Distribution des mouvements initiaux d'un séisme dont le foyer se trouve dans la couche superficielle etc. *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo*, XIII (1935), p. 114.
20. NATIONAL OBSERVATORY of Athens. *Bull. of seismological Institut* 1950—56.
21. NEUMANN, F. —An Analysis of S—Waves, *Bull. Seism. Soc. of America* **20**, 15, 1930.
22. REID, F. H. —The Forces and Movements at the Earthquake—Focus. *Trans—Americ. Geoph. Union* (Nat. Research Council 43) 1930.
23. » » —The Origin of Earthquake—Waves, Ebenda 1931.
24. ΡΟΥΣΟΠΟΥΛΟΣ, Α. —'Αντισεισμικαὶ Κατασκευαί. Ἀθήναι, 1949.
25. WOOD, O. H. —Ηπειρωτική Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. —Earthquake Investigation in the Field (The Physik of the Earth, Seismology, 41). *Bull. Nat. Res. Council* 1933.