

ΧΡΟΝΟΙ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

Δ.Γ. ΠΑΝΑΓΙΩΤΟΠΟΥΛΟΣ

**Εργαστήριο Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης,
540 06 Θεσσαλονίκη**

Περίληψη

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια να ερευνηθεί περισσότερο η δομή του φλοιού και του άνω μανδύα της Ανατολικής Μεσογείου. Αυτή η έρευνα βασίζεται στους χρόνους διαδρομής των επιμήκων κυμάτων σεισμών της περιόδου 1971-1980, τα επίκεντρα των οποίων βρίσκονται στο ελληνικό τόξο και νότια από αυτό. Χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία των μονίμων σεισμολογικών σταθμών του Νοτίου Βαλκανικού χώρου, της Δυτικής Τουρκίας, της Μέσης Ανατολής και Βόρειας Αφρικής και υπολογίσθηκαν τα χρονικά υπόλοιπα αυτών (residuals). Βρέθηκε σχέση μεταξύ της επικεντρικής απόστασης (Δ) και των Residuals (R) για τους σταθμούς εκείνους των οποίων οι σεισμικές ακτίνες διασχίζουν την Ανατολική Μεσόγειο καθώς και διαφορά της δομής του ανώτερου μανδύα στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου σε σχέση με το βόρειο μέρος της Μεσογείου.

TRAVEL TIME RESIDUALS AND CRUSTAL STRUCTURE IN THE EASTERN MEDITERRANEAN

D.G. PANAGIOTOPoulos

**Geophysical Laboratory, Aristotelian University of Thessaloniki,
GR-540 06 Thessaloniki**

Abstract

In this paper an attempt is made to further investigate the structure of the crust and upper mantle of E. Mediterranean. This work is based on P_n -waves travel time from earthquakes which occurred in the Hellenic Arc, especially in the

southern part, during the period 1970-1980. The arrival times from the permanent seismological stations in Southern Balkan region, Western Turkey, Middle East and Northern Africa have been used and the travel time relative residuals have been calculated. A formula which relates the travel time residuals (R) with the epicentral distances (Δ) is proposed for the stations for which seismic rays cross the Eastern Mediterranean and a difference about the structure of the upper mantle between Eastern Mediterranean and the Northern part of Central Mediterranean is given.

1. Εισαγωγή

Η δομή του φλοιού και του άνω μανδύα της Ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζει μία πολυπλοκότητα επειδή η Μεσόγειος είναι το τελευταίο στάδιο πολυπλοκών γεωδυναμικών διαδικασιών που άρχισαν πριν από 180 εκατομμύρια χρόνια. Τα μέχρι τώρα στοιχεία δείχνουν ότι η Ανατολική Μεσόγειος δεν έχει τυπική ωκεάνια δομή ή τυπική ηπειρωτική δομή. Είναι πιθανόν ότι η δομή στο βόρειο τμήμα της να μοιάζει περισσότερο με ωκεάνια δομή παρά στο νότιο μέρος αυτής.

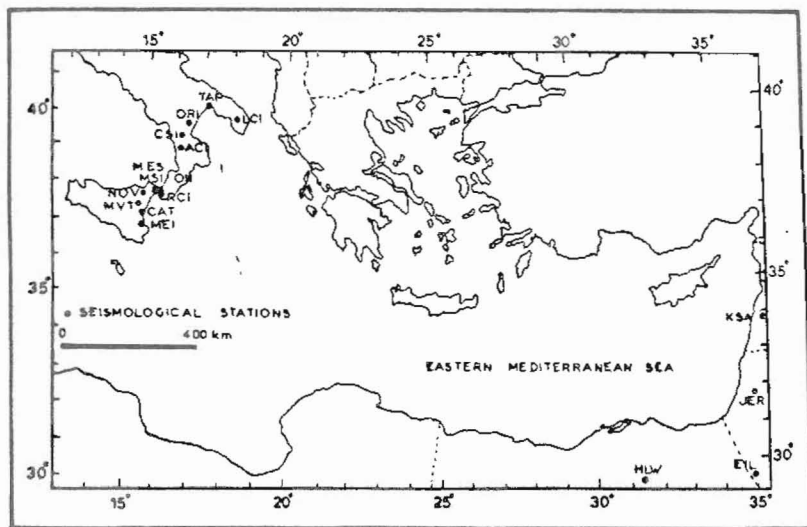
Αξιόλογη ερευνητική προσπάθεια έχει γίνει μέχρι τώρα για τον καθορισμό της δομής στον ευρύτερο χώρο της Α. Μεσογείου (Gaskell and Swallow 1953, Gaskell et al 1958, Ewing and Ewing 1959, Moskalenko 1965, 1966, Papazachos et al 1967, Payo 1967, Ryan and Ewing 1967, Papazachos 1969, Payo 1969, Ryan 1969, Lort 1971, Ryan et al 1971, Weigel and Hitz 1971, Lort 1972 a,b 1973, Finetti and Morelli 1973, Lort et al 1974, Moskalenko 1974, Payo 1975, 1976, Comninakis and Papazachos 1976, Lort 1977, Makris et al 1983).

Παρ' ότι δεν υπάρχει πλήρης συμφωνία μεταξύ των ερευνητών για τη δομή της Ανατολικής Μεσογείου, η επικρατέστερη άποψη είναι ότι ο φλοιός αυτός έχει ωκεάνια δομή με ιζηματογενές στρώμα μεγάλου πάχους (-10 km) το οποίο βρίσκεται πάνω στο βασαλτικό στρώμα του ίδιου πάχους περίπου. Ορισμένοι ερευνητές θεωρούν πιθανή την ύπαρξη χρανιτικού στρώματος το οποίο είναι προέκταση του αντιστοίχου στρώματος της Αφρικανικής Λιθόσφαιρας (Moskalenko 1966, Comninakis and Papazachos 1976, Makris et al 1983).

2. Αεδομένα

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια να ερευνηθεί περισσότερο η δομή του

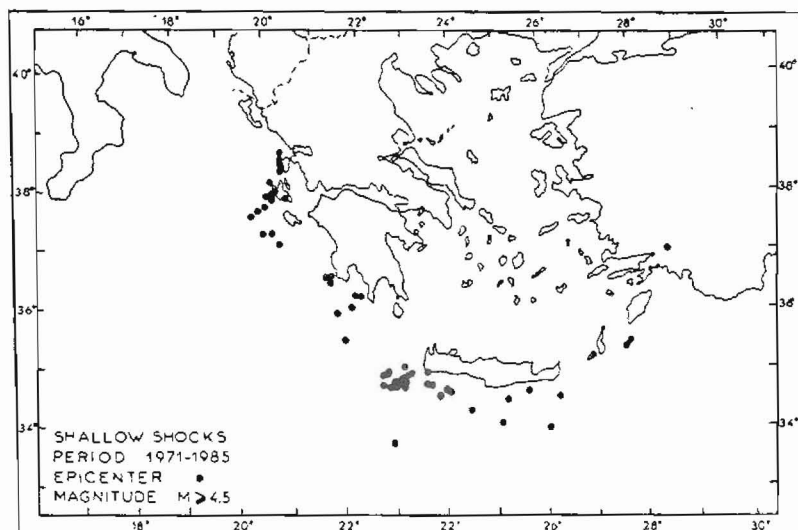
φλοιού και του ανώτερου μανδύα της Ανατολικής Μεσογείου με βάση τους χρόνους διαδρομής των επιμήκων κυμάτων (P_n) των σεισμών της περιόδου 1971-1985 των οποίων τα επίκεντρα βρίσκονται στο Ελληνικό Τόξο και νότια από αυτό. Χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία των μόνιμων σεισμολογικών σταθμών του Νοτίου Βαλκανικού χώρου και της Δυτικής Τουρκίας και υπολογίσθηκαν οι παράμετροι των σεισμικών εστιών (χρόνος γένεσης, ϕ_N , λ_E , βάθος εστίας) αφού διορθώθηκαν οι χρόνοι άφιξης των P_n κυμάτων με τα χρονικά υπόλοιπα (residuals), που πρότειναν οι Παναγιωτόπουλος (1984) και Panagiotopoulos and Papazachos (1985) στο πρόγραμμα HYPO 71 (Lee and Lehr 1975). Οι παράμετροι της εστίας όπως υπολογίστηκαν θεωρούνται ότι πλησιάζουν ικανοποιητικά στην πραγματικότητα. Για τη μελέτη της δομής της Α. Μεσογείου χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία των σεισμολογικών σταθμών που δέχονται τις σεισμικές ακτίνες οι οποίες διατρέχουν το χώρο της.



Σχ. 1.-Οι θέσεις των μόνιμων σεισμολογικών σταθμών της Μέσης Ανατολής Αιγύπτου, Ν.Ιταλίας και Σικελίας όπου γράφτηκαν ευδιάκριτα τα P_n και P_{n+1} κύματα των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν.

Για μεν το Ανατολικό τμήμα της χρησιμοποιήσαμε στοιχεία των σεισμολογικών σταθμών KSA, JER, EIL της Μέσης Ανατολής και HLW της Αιγύπτου για δε το

Βόρειο τμήμα της Κεντρικής Μεσογείου στοιχεία των σεισμολογικών σταθμών LCI, TAR, ORI, ORI, CSI, OII, MES, MSI, RCI, NOV, MYT, CAT, MEI της Νότιας Ιταλίας και Σικελίας όπως φαίνεται στο σχήμα (1).



Σχ. 2.- Κατανομή των επίκεντρων των επιφανειακών σεισμών του δείγματος που χρησιμοποιήθηκε της περιόδου 1971-1985 με μέγεθος $M \geq 4.5$.

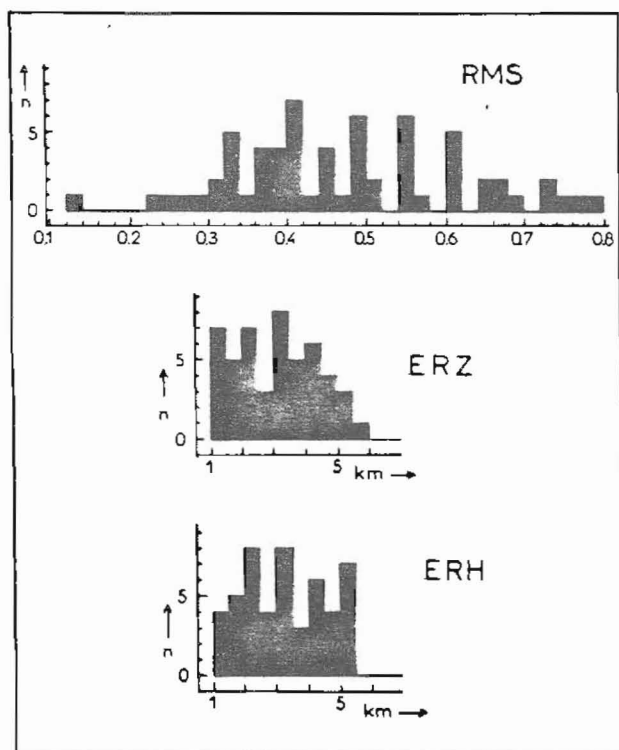
Στο σχήμα (2) φαίνονται τα επίκεντρα 59 επιφανειακών σεισμών του εξωτερικού τμήματος του Ελληνικού Τόξου που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία αυτή της περιόδου 1971-1981 με μέγεθος $M \geq 4.5$. Τα επίκεντρα αυτά χωρίστηκαν σε τρεις περιοχές, τη δυτική την κεντρική και την ανατολική, έτσι ώστε οι σεισμικές ακτίνες των σεισμών της δυτικής περιοχής να δώσουν πληροφορίες για τη δομή του βόρειου τμήματος της Κεντρικής Μεσογείου από τις αναγραφές των P_n κυμάτων στους σεισμολογικούς σταθμούς της Ιταλίας-Σικελίας, οι σεισμικές ακτίνες των σεισμών της ανατολικής περιοχής να δώσουν πληροφορίες για τη δομή της Ανατολικής Μεσογείου από τις αναγραφές των P_n κυμάτων στους αντίστοιχους σεισμολογικούς σταθμούς και οι σεισμικές ακτίνες των σεισμών του κεντρικού τμήματος να δώσουν πληροφορίες για τη δομή και των δύο περιοχών που προαναφέρθηκαν.

Στο σχήμα (3) φαίνονται τα διαγράμματα συχνότητας των ποσοτήτων RMS (μέσο τετραγωνικό σφάλμα στο χρόνο), ERZ (σφάλμα στο βάθος της εστίας), ERH (σφάλμα στο επίκεντρο) βάσει των οποίων έγινε η επιλογή των 59 σεισμών ώστε τα δεδομένα μας να είναι αξιόπιστα και ακριβή και τα οποία έπρεπε να ικανοποιούν τις εξής συνθήκες:

RMS \leq 0.8 sec

ERZ \leq 6.0 km

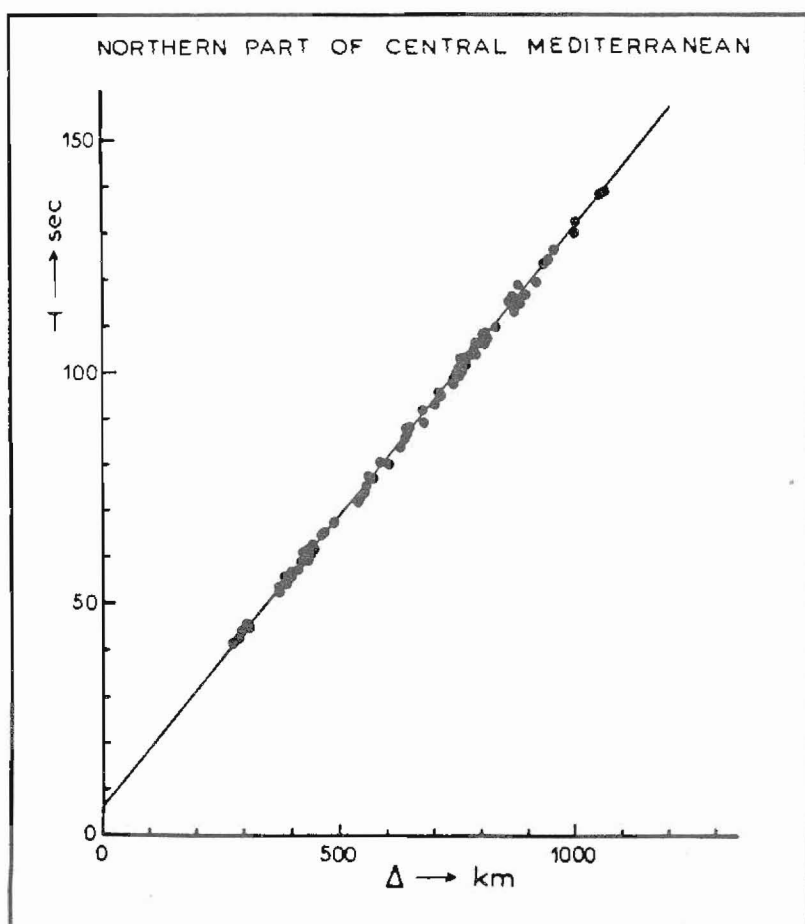
ERH \leq 5.0 km



Σχ. 3.-Διαγράμματα συχνότητας των τιμών RMS, ERZ, ERH των λύσεων των 59 σεισμών του δείγματος που χρησιμοποιήθηκε

3. Αποτελέσματα

Η επεξεργασία όλων των δεδομένων για τις τρεις περιοχές έγινε με τη χρήση του προγράμματος Η/Υ HYPO 71 (Lee and Lahr 1975) στην αντίστροφη διαδικασία του (σαν τεχνητές εκρήξεις) με σταθερές παραμέτρους το χρόνο γένεσης, φ_N , λ_E και εστιακό βάθος για κάθε σεισμό. Με τον τρόπο αυτό υπολογίσθηκαν για τους σεισμολογικούς σταθμούς του σχήματος (1) οι επικεντρικές αποστάσεις (Δ) οι χρόνοι διαδρομής (T) και τα χρονικά υπόλοιπα με βάση το μέσο μοντέλο του Νότιου Βαλκανικού χώρου όπως το πρότεινε ο Παναχωτιόπουλος (1984).

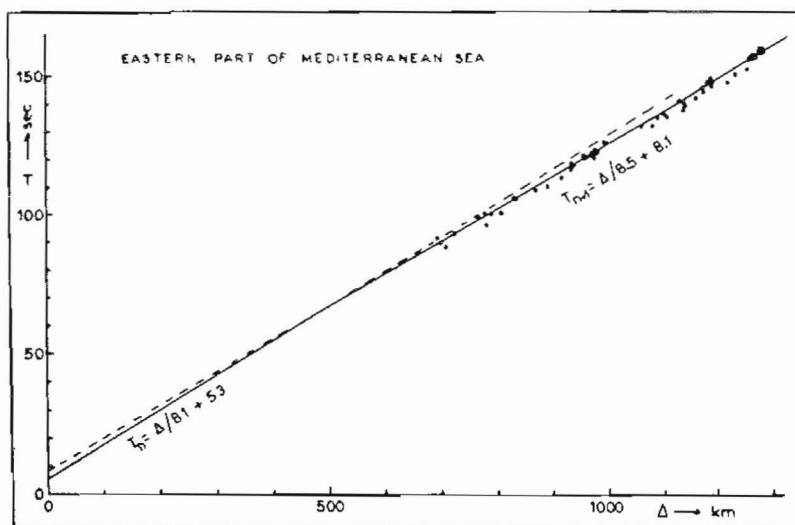


Σχ. 4.- Καμπύλη χρόνων διαδρομής των P_n κυμάτων των σεισμών που καταγράφηκαν από τους σεισμολογικούς σταθμούς της Ν. Ιταλίας και Σικελίας.

Στο σχήμα (4) χαρτογραφήθηκαν οι επικεντρικές αποστάσεις (Δ) σε σχέση με τους χρόνους διαδρομής (T) των P_n κυμάτων για τους σεισμολογικούς σταθμούς της Ν. Ιταλίας-Σικελίας. Παρατηρούμε ότι τα σημεία των παρατηρήσεων συμφωνούν καλά με την καμπύλη χρόνων διαδρομής των P_n κυμάτων η οποία έχει την εξίσωση:

$$T_n = (\Delta/8.0) + 6.2$$

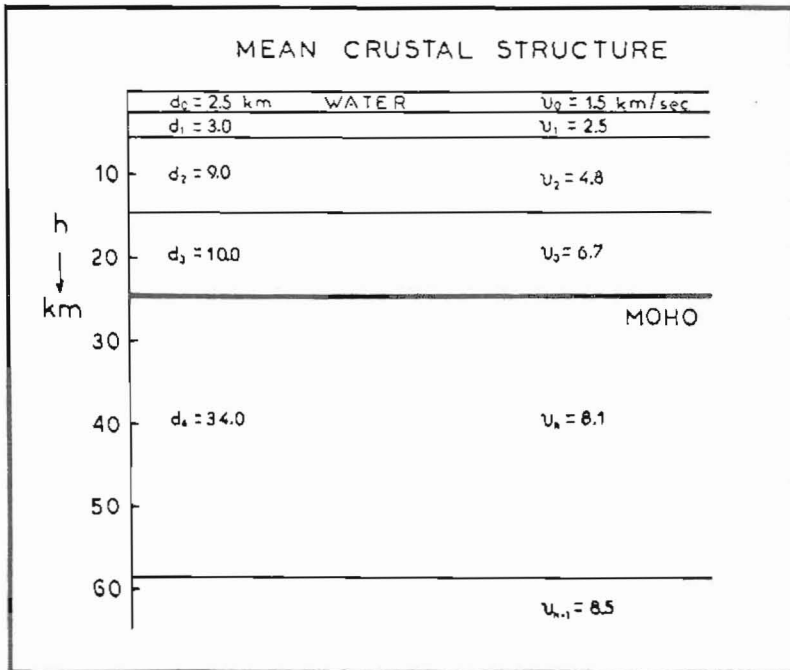
Η τιμή 8.0 km/sec της ταχύτητας των επιμήκων P_n κυμάτων κάτω από την ασυνέχεια MOHO είναι σε πολύ καλή συμφωνία με την τυπική τιμή αυτής σε παγκόσμια κλίμακα, ο δε χρόνος συνάντησης $T_{11} = 6.2$ sec είναι σε καλή συμφωνία με τον αντίστοιχο του Ν Βαλκανικού χώρου (Παναγιωτόπουλος, 1984).



Σχ. 5.- Καμπύλες χρόνων διαδρομής των P_n και P_{n+1} κυμάτων των σεισμών που καταγράφηκαν από τους σεισμολογικούς σταθμούς της Α. Μεσογείου.

Κατόπιν χαρτογραφήθηκαν οι επικεντρικές αποστάσεις (Δ) σε σχέση με τους χρόνους διαδρομής (T) για τους σεισμολογικούς σταθμούς της Μέσης Ανατολής και Αιχύπτου όπως φαίνεται στο σχήμα (5) για επικεντρικές αποστάσεις από 700

έως 1300 km. Η εξίσωση της καμπύλης χρόνων διαδρομής των επιμήκων κυμάτων που προσαρμόζεται στα σημεία των δεδομένων του σχήματος (5) δίνει ως τιμή της ταχύτητας των P κυμάτων την 8.5 km/sec . Αν θεωρηθεί η τιμή αυτή ως η ταχύτητα των P_n κυμάτων κάτω από την ασυνέχεια MOHO έρχεται σε αντίθεση με όλους τους μέχρι τώρα ερευνητές που πρότειναν σαν τέτοια την τιμή των 8.1 km/sec Για να ερμηνεύσουμε την παρατήρηση αυτή δεχθήκαμε ως ακριβέστερο μέσο μοντέλο του φλοιού της Ανατολικής Μεσογείου αυτό που πρότεινε ο Μακρής και οι συνεργάτες του (1983) με σεισμικά δεδομένα διάθλασης το οποίο περιλαμβάνει τρία στρώματα με πάχη d₁ = 3.0 km, d₂ = 9.0 km, d₃ = 10.0 km και ταχύτητες επιμήκων κυμάτων u₁ = 2.5 km/sec, u₂ = 4.8 km/sec και u₃ = 6.7 km/sec αντίστοιχα. Ως ταχύτητα των P_n κυμάτων πρότεινε την τιμή των 8.1 km/sec όπως φαίνεται στο σχήμα (6). Θεωρήσαμε δε κάτω από την ασυνέχεια MOHO ένα στρώμα πάχους d₄ και κάτω από αυτό ημιχώρο με υλικό του ανώτερου μανδύα με ταχύτητα u_{n+1} = 8.5 km/sec των επιμήκων κυμάτων P_{n+1}.

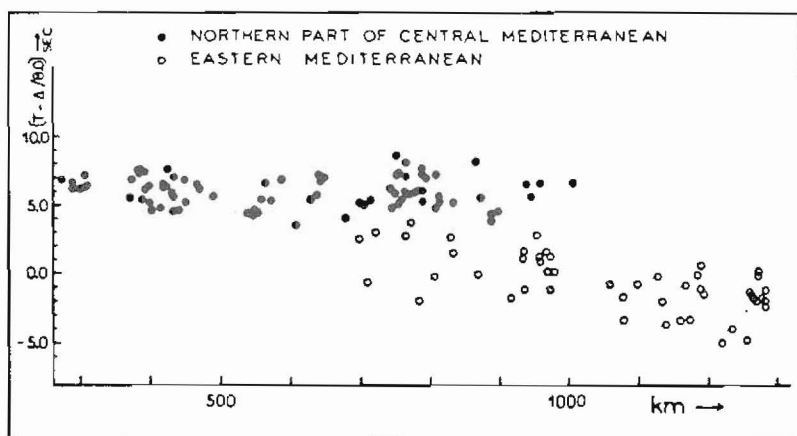


Σχ. 6.- Μέσο μοντέλο της δομής του φλοιού και του ανώτερου μανδύα στην περιοχή της Α. Μεσογείου.

Με βάση το μοντέλο του φλοιού των τριών στρωμάτων (d_1, d_2, d_3) όπως φαίνεται στο σχήμα (6) υπολογίσαμε την εξίσωση καμπύλης χρόνων διαδρομής των P_n κυμάτων με ταχύτητα 8.1 km/sec και χαράξαμε την καμπύλη χρόνων διαδρομής των P_n κυμάτων για την Α. Μεσόγειο όπως φαίνεται στο σχήμα (5).

Με βάση την εξίσωση της καμπύλης χρόνων διαδρομής των P_{n+1} κυμάτων υπολογίσαμε ότι το πάχος του στρώματος d_4 είναι ίσο με 34 km έτσι ώστε το σχήμα (6) να αντιπροσωπεύει το πλήρες μέσο μοντέλο της δομής του φλοιού και του ανώτερου μανδύα στην Ανατολική Μεσόγειο.

Η διαφορά της δομής του ανατολικού τμήματος της Ανατολικής Μεσογείου από τη δομή του βορειοδυτικού τμήματός της, όπως φαίνεται από τις καμπύλες χρόνων διαδρομής των σχημάτων (4) και (5), παρουσιάζεται καλύτερα στο σχήμα (7) όπου χαρτογραφήθηκε η επικεντρική απόσταση (Δ) σε σχέση με την ποσότητα ($T-\Delta/B.O$) για όλα τα δεδομένα αφού διαχωρίστηκαν όπως φαίνεται στο σχήμα (7).



Σχ. 7.- Μεταβολή των τιμών ($T-\Delta/B.O$) σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση (Δ).

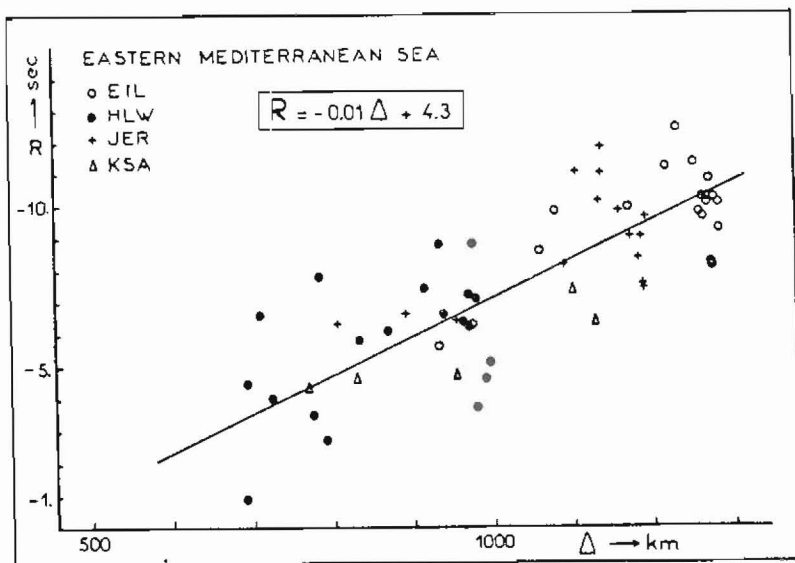
Από το σχήμα (7) φαίνεται ότι η ποσότητα ($T-\Delta/B.O$) που αντιπροσωπεύει το χρόνο συνάντησης της καμπύλης χρόνων διαδρομής των P_{n+1} κυμάτων (ανοικτοί

κύκλοι) για κάθε σεισμολογικό σταθμό της Α. Μεσογείου και κατ' επέκταση τα χρονικά υπόλοιπα, μεταβάλλεται με την επικεντρική απόσταση.

Με βάση την παρατήρηση αυτή, χαρτογραφήθηκαν στο σχήμα (B) οι επικεντρικές αποστάσεις (Δ) σε σχέση με τα χρονικά υπόλοιπα (R) για τους τέσσερις σεισμολογικούς σταθμούς EIL, HLW, JER και KSA της Α. Μεσογείου και προσαρμόστηκε καμπύλη 1ου βαθμού στα δεδομένα, με εξίσωση:

$$R = -0.011\Delta + 4.3$$

Οι τιμές των χρονικών υπολοίπων για τους σεισμολογικούς σταθμούς του ανατολικού τμήματος της Ανατολικής Μεσογείου (EIL, IER, KSA, HLW) μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον ακριβέστερο υπολογισμό των σεισμολογικών εστιών στο κυρτό μέρος του Ελληνικού Τόξου.



Σχ. B.- Μεταβολή της τιμής του χρονικού υπολοίπου (Residual) R , σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση Δ

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Comninakis, P.E. and Papazachos B.C., 1976. A note on the crustal structure of the Eastern Mediterranean. "Ann. Geofis.", 29, 59-63.
- Ewing, J and Ewing, M., 1959. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basins, in the Mediterranean sea, on the mid-Atlantic ridge, and the Norwegian sea. "Bull.Geol.Soc.Am.", 70, 291-305.
- Finetti, I. and Morelli, C., 1973. Geophysical exploration of the Mediterranean sea. "Bull.Geol. Teor. ed Appl.", XV, 60, 263-341.
- Gaskell, T.F. and Swallow, J.C., 1953. Seismic refraction experiments in the Indian ocean and in the Mediterranean sea. "Nature", 172, 535-537.
- Gaskell, T.F., Hill, M.N. and Swallow, J.C., 1958. Seismic measurements made by H.M.S. Challenger in the Atlantic, Pacific and Indian oceans and Mediterranean sea, 1950-1953. "Phil. Trans.Roy.Soc.London", A, 251, 28-33.
- Lee, W.H.K. and Lahr, J.C., 1975 (revised): A computer program for determining hypocentre, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. "U.S. Geol.Surv., Open-File Rep.", 75-311.
- Lort, J.M., 1971. The tectonics of the Eastern Mediterranean: A geophysical review. "Rev.Geoph.Space.Phys.", 9, 189-216.
- Lort, J.M., 1972a. Seismic refraction studies in the Eastern Mediterranean. "XXIIIe Congr. Ass. Plen. de la CIESM, Athens, 1972".
- Lort, J.M., 1972b. The crustal structure of the Eastern Mediterranean. "Ph.d. Thesis, University of Cambridge", pp.117.
- Lort, J.M., 1973. Summary of seismic studies in the Eastern Mediterranean. "Bull. Geol. Soc. Greece", 10, 99-108.
- Lort, J.M., 1977. Geophysics of the Mediterranean sea basins. In: "Ocean Basins and Margins", vol. 4A, (Eastern Mediterranean), Plenum Press, New York, 151-213
- Lort, J.M., Limont, W.Q. and Gray, F., 1974. Preliminary seismic studies in the Eastern Mediterranean. "Earth and Plan. Sci. Let.", 21, 355-366.
- Makris, J., Abraham, Z.B., Behle, A., Ginzburg, A., Giese, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B. and Eleftheriou, S.1983. Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation. "Geophys.J.R. astr. Soc.", 75, 575-591.
- Moskalenko, V.N., 1965. Study of the sedimentary series of the Mediterranean sea by seismic methods. In: " Basic Features of the Geological Structure of the Hydrological Regime and Biology of the Mediterranean Sea", L.M. Fomin (ed.), Moscow, pp.224.

- Moskalenko, V.N., 1966. New data on the structure of the sedimentary strata and basement in the Levant sea." *Oceanology*", 6, 828-836.
- Moskalenko, V.N., 1974. Crustal structure in the deep through of the Levant sea. "Geotectonics", 4, 225-229, (English trans.)
- Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ., 1984. Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του βρασιού στο Νότιο Βαλκανικό χώρο. " Διδακτορική Διατριβή, Αριστ. Πανεπ. Θεσ/κης", 1-173.
- Panagiotopoulos, D.G. and Papazachos, B.C., 1985. Travel times of P_n waves in the Aegean and surrounding area. "Geoph.J.R. astr. Soc.", 80,165-176.
- Papazachos,B.C., 1969. Phase velocities of Rayleigh waves in Southeastern Europe and Eastern Mediterranean sea. "Pure and Applied Geoph.", 75, 47-55.
- Papazachos, B.C., Polatou, M. and Mandalos, N., 1967. Dispersion of surface waves recorded in Athens. "Pure and Applied Geoph.", 67, 95-106.
- Payo, G. 1967. Crustal structure of the Mediterranean sea by surface waves, Part I: Group velocity. " Bull. Seism. Soc. Am.", 57, 151-172
- Payo, G. 1969. Crustal structure of the Mediterranean sea, Part II: Phase Velocity and travel time. " Bull. Seism.Soc Am.", 59, 23-42.
- Payo, G., 1975. Estructura, sismicidad y tectonica del mar Mediterraneo. " Inst. Geograf. y Catastral, Madrid, Spec. Publ.", pp 39.
- Payo, G., 1976. Surface wave and seismotectonic studies in the Mediterranean area. "Pure and Applied Geoph.", 114, 791-796.
- Ryan, W.B.F., 1969. The floors of the Mediterranean Part I: Structure and evolution. Part II: The stratigraphy of the Eastern Mediterranean. "Ph.d. thesis, Columbia University".
- Ryan, W.B.F. and Ewing, M., 1967. The distribution and deformation of the sediments of the Eastern Mediterranean. " Trans. Am. Geoph. Union ", 48, p.142
- Ryan, W.B.F., Stanley, D.J., Hersey, J.B., Fahliquist, D.A. and Allan, T.D., 1971. The tectonics and geology of the Mediterranean sea. " The Sea", Maxwell, A., (ed.), 4(II), John Willey and Sons, 387-492.