

SOME GEODYNAMICS IMPLICATIONS FROM THE TOMOGRAPHIC INVERSION OF P-WAVE TRAVEL TIME RESIDUALS IN THE AEGEAN REGION

C. N. Ligdas* and I. G. Main**

Σ Υ Ν Ο Ψ Η

Η μέθοδος της τομογραφικής αντιστροφής των χρονικών υπολοίπων των Ρ κύματων χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της δομής του φλοιού και του πάνω μανδύα στην περιοχή του Αιγαίου. Στη μελέτη αξιοποιήθηκαν το δίκτυο του Αστεροσκοπείου Αθήνας και ο συνδυασμός στοιχείων από τοπικούς και μακρινούς σεισμούς. Τα τομογραφικά αποτελέσματα αναδεικνύουν ικανοποιητικά συγκεκριμένες λεπτομέρειες των ανωμαλιών των σεισμικών ταχυτήτων και βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με ένα θερμικό μοντέλο κατάδυσης και άλλα γεωφυσικά πεδία στην περιοχή του Αιγαίου.

A B S T R A C T

P-wave travel time residuals, obtained by the Athens Observatory network for both local and teleseismic events, are used for the study of the velocity structure in the Aegean region. Tomographic inversion of the residuals is applied to further illuminate the structure of the crust and upper mantle. The best quality of the results is obtained at lithospheric depths in mainland Greece and the Aegean Sea. The combined study of the tomographic results and the temperature and gravity data is used to assess the validity of the tomographic model and to put further constraints on the geodynamic processes in the area and particularly, the coupled subduction-spreading process observed in the Aegean.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή του Αιγαίου έχει εκτεταμένα μελετηθεί από διάφορους ερευνητές. Ο παρατηρούμενος εφελκυσμός και η σεισμικότητα στο κεντρικό και βόρειο Αιγαίο έχουν συσχετισθεί με την καθαθίθιση ωκεάνιου υλικού προ ΒΑ του ελληνικού τόξου (Parazachos 1976, McKenzie 1978, LePichon and Annelier 1979, Spakman et al. 1988). Αντίθετα, η ζώνη "παθητικής" σχετικά σεισμικότητας στο Κρητικό πέλαγος (Makropoulos and Burton 1981, 1984) έχει συσχετισθεί με το βαθύτερο τμήμα της λεκάνης του Νοτίου Αιγαίου όπου συναντάται και ο λεπτότερος φλοιός (Makris 1977). Ο στόχος αυτής της ανακοίνωσης είναι να παρουσιάσει σύντομα και περιληπτικά τα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής και να τα συγκρίνει με τις θερμικές και γενικότερα γεωδυναμικές συνθήκες στην περιοχή.

ΜΕΘΟΔΟΣ ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ

Για τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων χρησιμοποιήθηκε το δίκτυο του Αστεροσκοπείου Αθήνας. Ιδιαίτερη προσοχή καταβλήθηκε στη συγκέντρωση τοπικών και μακρινών σεισμών με καλή αζιμουθιακή κατανομή. Τα χρονικά υπόλοιπα για τα Ρ κύματα από μακρινούς σεισμούς υπολογίστηκαν με τους χρόνους άφιξης από τα αν-

* PRIS, Geology, University of Reading, Whiteknights P.O. Box 227, Reading RG6 2AB, U.K.; currently at Dept. of Geology and Geophysics, JCMB, University of Edinburgh EH9 3JZ, U.K.

** Dept. of Geology and Geophysics, JCMB, University of Edinburgh, Edinburgh EH9 3JZ, U.K.

θεντικά σειсмоγράμματα συμπεριλαμβανομένων αναγνώσεων που δεν αναφέρονται στα δελτία του ISC. Για τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων των τοπικών σεισμών χρησιμοποιήθηκαν τα αρχεία του Αστεροσκοπείου Αθήνας. Οι επικεντρικές αποστάσεις για τους μακρινούς σεισμούς κυμαίνονται από 30° ως 90° και για τους τοπικούς από 0° ως 7°. Περίπου 5000 χρονικά υπόλοιπα υπολογίστηκαν για 300 τοπικούς και 400 μακρινούς σεισμούς στο διάστημα 1976 - 1986. Τα χρονικά υπόλοιπα κατανεμήθηκαν με βάση την ποιότητα αναγραφής του κύματος. Το συστηματικό σφάλμα και το σφάλμα ανάγνωσης βρίσκονται στο διάστημα ± 0.3 sec. Ο συνδυασμός δεδομένων από τοπικούς και μακρινούς σεισμούς εξασφαλίζει τη μέγιστη διασταύρωση ακτίνων σε λιθοσφαιρικά βάθη (κυρίως ως 100 km) που είναι ένας από τους κυριότερους παράγοντες που καθορίζουν την ποιότητα και σταθερότητα των τομογραφικών αποτελεσμάτων.

Προκαταρκτικές παρατηρήσεις στις μέσες τιμές χρονικών υπολοίπων κάθε σταθμού και στις αζιμουθιακές διακυμάνσεις με βάση την επικεντρική απόσταση κατέδειξαν την ύπαρξη συστηματικών διαφορών από το μοντέλο των Jeffreys-Bullen (1940) για τον πάνω μανδύα. Επιβεβαίωσαν επίσης την ύπαρξη μιας ζώνης υψηλών ταχυτήτων, σε αμφιθεατρικό σχήμα, που καταδύεται προς ΒΑ απομακρυνόμενη από το ελληνικό τόξο (Agarwal et al. 1976, Gregersen 1977, LePichon and Angelier 1979, 1981, Spakman et al. 1988). Η τομογραφική αντιστροφή εφαρμόστηκε για την πιο αναλυτική μελέτη της λιθοσφαιρικής δομής. Εκτεταμένη αναφορά της δουλειάς αυτής γίνεται αλλού (Ligdas et al. 1990a).

Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε για τη λύση των τομογραφικών εξισώσεων είναι γνωστός σαν LSQR (Paige and Saunders 1982), με εφαρμογή σε σεισμικά δεδομένα από τους Nolet (1985) και Spakman (1988). Το τομογραφικό μοντέλο αποτελείται από 10 στρώματα διαφορετικού πάχους, αυξανόμενου με το βάθος. Σε κάθε στρώμα αντιστοιχεί μια διαφορετική μέση ταχύτητα με μοντέλο αναφοράς αυτό των Jeffreys-Bullen. Νέο κέντρο των γεωγραφικών συντεταγμένων ορίστηκε το σημείο 38°B, 24°A ώστε να επιτευχθούν ίσες οριζόντιες διαστάσεις (περίπου 1°X 1°) των "κυττάρων" στις οποίες χωρίζεται κάθε στρώμα.

Ένα από τα κυριότερα πλεονεκτήματα όσον αφορά την ποιότητα των δεδομένων ήταν η ανάγνωση των τηλεσεισμικών αναγραφών από τα αυθεντικά σειсмоγράμματα. Επίσης, σε αντίθεση με άλλες μελέτες τομογραφίας που αναφέρονται σε μεγαλύτερα τμήματα της Ευρώπης (π.χ. Hovland and Husebye 1981), ή έχουν χρησιμοποιήσει ένα ευρύτερο σειсмоγραφικό δίκτυο (π.χ. Spakman et al. 1988), ή αναφέρονται σε μικρότερα τμήματα της περιοχής του Αιγαίου (π.χ. Christodoulou and Hatzfeld 1988), αυτή η μελέτη αξιοποίησε το τοπικό δίκτυο και το συνδυασμό τοπικών και μακρινών σεισμών. Η ποιότητα των δεδομένων, ειδικά όσον αφορά τα "τηλεσεισμικά" χρονικά υπόλοιπα, συντέλεσε στη δημιουργία μιας βάσης σεισμικών στοιχείων που διαφέρει ουσιαστικά από αυτές άλλων μελετών, βασισμένες αποκλειστικά σε στοι-

χεία του ISC (π.χ. Hovland and Husebye 1981, Spakman et al. 1988, Granet and Trampert 1989). Επίσης ο συγκεκριμένος συνδυασμός στοιχείων από τοπικούς και μακρινούς σεισμούς χρησιμοποιήθηκε για τη βελτίωση της τελικής διακριτικής ικανότητας στον ανώτερο μανδύα (30-100 km), σε σχέση με τις προηγούμενες μελέτες που είναι βασικά στηριγμένες σε στοιχεία από μακρινούς και ενδιάμεσους σεισμούς.

Τα τομογραφικά αποτελέσματα εξετάστηκαν σε σχέση με τον αριθμό και τη διασταύρωση των σεισμικών ακτίνων που περιλαμβάνονται σε κάθε "κύτταρο" του τομογραφικού μοντέλου ("hitcount" modelling), τη δυνατότητα αποκατάστασης και απεικόνισης της ετερογένειας τεχνητών μοντέλων ("cell-spike" test) και τη σταθερότητα του τομογραφικού μοντέλου στο χώρο. Οι τηλεσεισμικές ακτίνες επηρεάζουν σημαντικά την ποιότητα των αποτελεσμάτων με το βάθος, γιατί επηρεάζουν το βαθμό ανεξαρτησίας των τομογραφικών εξισώσεων. Αντίθετα ο συνδυασμός τοπικών (σχεδόν οριζόντιων) και τηλεσεισμικών (σχεδόν κάθετων) ακτίνων, σε λιθοσφαιρικά βάθη από 33 ως 110 km περίπου, εξασφαλίζει τον καλύτερο έλεγχο στα αποτελέσματα, ιδιαίτερα για τις περιοχές της κυρίως Ελλάδας και του κεντρικού και νότιου Αιγαίου. Πιο συγκεκριμένα, τα "cell-spike" tests έδειξαν ότι περίπου 75% των δεδομένων επανορθώνεται για την περιοχή της κυρίως Ελλάδας και του Αιγαίου Πελάγους και ως 30% στις υπόλοιπες περιοχές για βάθη από 33-110 km. Η διακριτική ικανότητα συνεπώς υπολογίζεται ότι είναι μικρότερη, αλλά της τάξης των διαστάσεων των κυττάρων του τομογραφικού μοντέλου. Η τιμή της πτώσης διακύμανσης για την αναφερόμενη αντιστροφή ήταν περίπου 20%.

Το Σχ. 1δ παρουσιάζει τα τομογραφικά αποτελέσματα σε τομή (B-N). Χαρακτηριστικά στοιχεία αποτελούν η ανωμαλία χαμηλών ταχυτήτων (ως βάθος 80 km) στο Αιγαίο, οι σχετικά "θετικότερες" ανωμαλίες στο Κρητικό πέλαγος και η ζώνη υψηλών ταχυτήτων κάτω από το Ελληνικό τόξο, που βυθίζεται με μικρή σχετικά κλίση προς Β στη συγκεκριμένη τομή.

Το θερμικό μοντέλο των Schubert et al. (1975) καθώς και οι διακυμάνσεις του βαρυνικού πεδίου στην περιοχή του Αιγαίου χρησιμοποιήθηκαν για το συσχέτισμό των τομογραφικών αποτελεσμάτων με άλλα ανεξάρτητα δεδομένα και την εξέταση των γεωδυναμικών όρων. Οι "περιορισμοί" που επιβάλλουν τα γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα στην περιοχή είναι και ένας τρόπος επαλήθευσης των ίδιων των τομογραφικών αποτελεσμάτων. Συνολικά παρατηρήθηκε πολύ καλή συμφωνία των ανωμαλιών ταχύτητας με τις ανεξάρτητες αυτές παραμέτρους (Ligdas 1990, Ligdas et al. 1990 b). Σε αυτή την ανακοίνωση γίνεται αναφορά σε ορισμένα μόνο χαρακτηριστικά αυτού του συσχετισμού. Οι μεγαλύτερες τιμές εφελκισμού στο Αιγαίο παρατηρούνται με διεύθυνση Β-Ν (Le Pichon and Angelier 1981, Makris 1977) και αυτός ήταν ένας από τους κυριότερους λόγους που επιλέχτηκε η συγκεκριμένη τομή (Σχ. 1α) για τη συγκριτική μελέτη των τομογραφικών αποτελεσμάτων.

Πρέπει να σημειωθεί ότι υπάρχουν διαφορές στις υποθέσεις που αφορούν

το θερμικό μοντέλο (Σχ. 1ε) και τις υπάρχουσες συνθήκες στο Αιγαίο. Βασικά σημεία των διαφορών είναι η τιμή της ταχύτητας προσέγγισης των συγκλινουσών πλακών - που αντανακλά και τη μικρή κλίση της ζώνης Benioff στο Αιγαίο (π.χ. Parazachos and Cominakis 1971) - ο ηπειρωτικός τύπος φλοιού που παρατηρείται και από τις δύο πλευρές της "ελληνικής τάφρου" και ο τεκτονικός εφελκυσμός που παρατηρείται πίσω από το ηφαιστειακό τόξο. Ωστόσο, αυτές οι διαφορές δε φαίνεται να έχουν σημαντικές επιπτώσεις στο θερμικό καθεστώς του Αιγαίου, στην παρούσα φάση, σε σχέση με το μοντέλο αναφοράς των Schubert et al. (1975). Τα τομογραφικά αποτελέσματα βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με όλα τα στοιχεία αυτού του μοντέλου για λιθοσφαιρικά βάθη και ειδικά με τις περιοχές χαμηλών και υψηλών τιμών θερμικής ροής και την ηφαιστειακή δράση στο Αιγαίο.

Το Σχ. 1γ δείχνει τη διακύμανση των τιμών απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων για την περιοχή του Αιγαίου (Hashida et al. 1988). Ενώ η περιοχή πίσω από το ηφαιστειακό τόξο παρουσιάζει χαμηλές τιμές Q (ισχυρή απόσβεση των σεισμικών κυμάτων), στο Κρητικό πέλαγος οι τιμές αυτές αυξάνουν (χαμηλότερη απόσβεση). Μια ζώνη υψηλών τιμών Q (χαμηλής απόσβεσης), με κλίση περίπου 35° προς Β, στη συγκεκριμένη τομή, εμφανίζεται κάτω από την Κρήτη. Τα τομογραφικά αποτελέσματα συμφωνούν με την κατανομή των τιμών Q εφόσον οι περιοχές χαμηλών (υψηλών) τιμών Q συσχετισθούν με χαμηλές (υψηλές) σεισμικές ταχύτητες και υψηλές θερμοκρασίες.

Στοιχεία από τις διακυμάνσεις του βαρυτικού πεδίου (Morelli et al. 1975) χρησιμοποιήθηκαν για την εξαγωγή γενικότερων συμπερασμάτων όσον αφορά τις γεωδυναμικές συνθήκες στην περιοχή. Οι μεγαλύτερες τιμές των βαρυτομετρικών ανωμαλιών Bouguer και Ελεύθερου αέρα παρατηρούνται στο Κρητικό πέλαγος. Οι τιμές Ελεύθερου αέρα καταδείχνουν γενικά θετικές ανωμαλίες στην περιοχή του Αιγαίου πελάγους και ιδιαίτερα στο Κρητικό πέλαγος, ενώ αντίθετα παρατηρούνται συνολικά αρνητικές ανωμαλίες νότια της Κρήτης. Οι θετικές ανωμαλίες ταχύτητας στο Κρητικό πέλαγος εμφανίζονται συνεπώς σε μια περιοχή όπου παρατηρείται η μεγαλύτερη εκκλιση του φλοιού (Makris 1977). Επιπλέον, η περιοχή αυτή δεν παρουσιάζει σημαντική σεισμικότητα αυτόν τον αιώνα (Makrooulos and Burton 1981), και σχετικά μικρότερες τιμές θερμικής ροής (από το κεντρικό και βόρειο Αιγαίο) έχουν αναφερθεί (Fyticas and Kolios 1979).

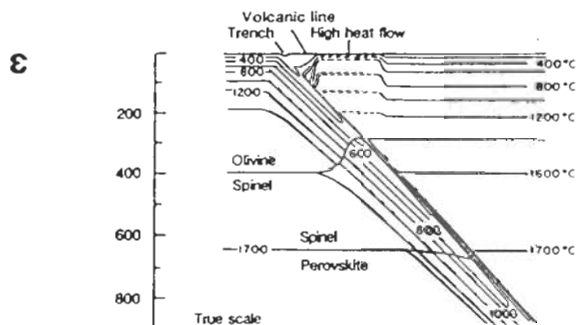
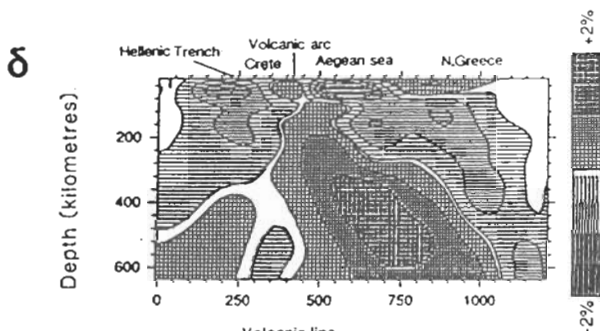
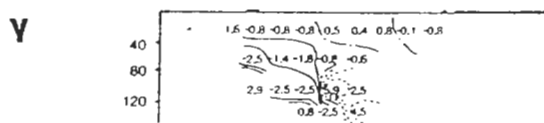
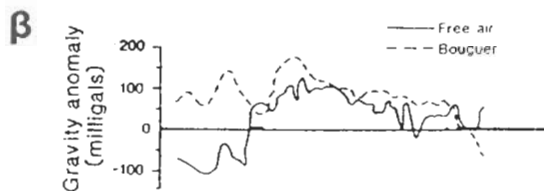
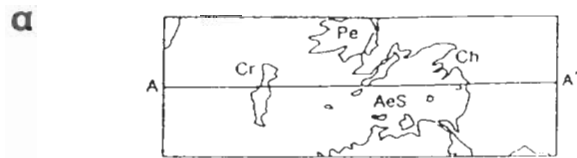
Συνολικά υπάρχει πολύ καλή συμφωνία στα πλαίσια του εξεταζόμενου θερμικού μοντέλου με τη λιθοσφαιρική δομή της περιοχής του Αιγαίου. Με βάση και τις παρατηρούμενες βαρυτικές ανωμαλίες, καθεστώς ενεργού εφελκυσμού φαίνεται ότι επικρατεί στο κεντρικό Αιγαίο, όπου συναντάται και η ζώνη χαμηλών ταχυτήτων (υψηλών θερμοκρασιών). Η περιοχή αυτή εμφανίζεται στο θερμικό μοντέλο στον πάνω μανδύα πάνω από την εξωθερμική μετατροπή του ολιβίνου σε κυβική φάση της ίδιας χημικής σύστασης με δομή σπινελίου. Η διαδικασία αυτή, σύμφωνα με τις υποθέσεις των Schubert et al. (1975), παίζει σημαντικό ρόλο στη δυναμική κατάσταση μέσα

στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα και ενδέχεται να υποβοηθάει την κίνηση θερμικών ρευμάτων στο μανδύα, με αποτέλεσμα την άνοδο τοπικά των ισοθέρμων. Πρέπει ωστόσο να σημειωθεί ότι η έξαρση των ισοθέρμων στην περιοχή πίσω από τη ηφαιστειακή τάξη έχει βασιστεί σε γενικότερες παρατηρήσεις στις περιοχές ζωνών κατάδυσης και δεν είναι αποτέλεσμα ποσοτικών εκτιμήσεων του μοντέλου. Αντίθετα η περιοχή του Κρητικού Πελάγους, ύστερα από μια "ενεργή" περίοδο εφελκυσμού πιθανά να εισέρχεται σε καθεστώς θερμικής υποβάθμισης. Η παρατηρούμενη σεισμικότητα στην περιοχή του Αιγαίου αλλά και τελευταία μοντέλα κατανομής των δυναμικών τάσεων στην ίδια περιοχή (π.χ. Wdowinski et al. 1990) επιβεβαιώνουν τα χαρακτηριστικά των τομογραφικών εικόνων αυτής της μελέτης (Ligdas 1990, Ligdas et al. 1990 b).

ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη των P χρονικών υπολοίπων οδηγεί στην ανίχνευση ενός ετερογενούς μανδύα στην περιοχή του Αιγαίου. Η καλύτερη ποιότητα αποτελεσμάτων επιτυγχάνεται στην κυρίως Ελλάδα και στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο. Η δομή ταχύτητας όπως αποκαλύπτεται από τα τομογραφικά αποτελέσματα βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με τις περιοχές υψηλών και χαμηλών θερμοκρασιών του θερμικού μοντέλου κατάδυσης των Schubert et al. (1975), αλλά και με άλλα γεωφυσικά δεδομένα. Πιο ειδικά, ο σεισμικά "ενεργός" φλοιός στο κεντρικό και βόρειο Αιγαίο συμπίπτει με περιοχές υψηλών θερμοκρασιών (χαμηλών ταχυτήτων) και ο σεισμικά "παθητικός" φλοιός στο Κρητικό πέλαγος εμφανίζεται σε μια περιοχή χαμηλότερων σχετικά θερμοκρασιών (υψηλότερων ταχυτήτων). Οι ανωμαλίες των βαρυτικών πεδίων, η παρατηρούμενη απόσβεση των σεισμικών κυμάτων και οι διακυμάνσεις στο πάχος του φλοιού είναι επίσης συγκρίσιμες σε πρώτο βαθμό με το στοιχείο των υψηλότερων ταχυτήτων στην περιοχή αυτή.

Ευχαριστώ το Τμήμα Θεωρητικής Γεωφυσικής του Παν/μίου της Ουτρέχτης και ιδιαίτερα τον Dr. W. Spakman για την πολύτιμη βοήθεια κατά την παραμονή μου εκεί, στην εφαρμογή της τομογραφίας και το Αστεροσκοπείο Αθήνας για τη συλλογή των απαραίτητων στοιχείων. Η δουλειά αυτή έχει ενισχυθεί οικονομικά από το Πρόγραμμα Έρευνας και Ανάπτυξης στον τομέα του Περιβάλλοντος (Κλιματολογία και φυσικές καταστροφές) της ΕΟΚ.



- Σχ. 1. α. Ενδεικτικός χάρτης. Η ευθεία AA' (περίπου 34°Β, 24.5°Α και 42°Β, 24.5°Α) δείχνει τη θέση κατά μήκος της οποίας έχουν σχεδιαστεί όλες οι επόμενες τομές.
 Pe = Πελοπόννησος, Cr = Κρήτη, AeS = Αιγαίο πέλαγος, Ch = Χαλκιδική, SCr = Κρητικό πέλαγος. Η ελληνική τάφρος (διακεκομμένη γραμμή) και το ηφαιστειακό τόξο (τελείες) καταδειχνονται επίσης σα σημεία αναφοράς.
 β. Βαρυτομετρικές ανωμαλίες Bouguer και Ελεύθερου αέρα (mgal). Τα στοιχεία με ορισμένες απλοποιήσεις είναι από τη μελέτη των Morelli et al. (1975).
 γ. Η δομή απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων (sec^{-1}) υπολογισμένη από τους Hashida et al. (1988). Όσο περισσότερο αρνητικές (θετικές) είναι οι τιμές της απόσβεσης, τόσο υψηλότερες (χαμηλότερες) είναι οι τιμές Q.
 δ. Τα τομογραφικά αποτελέσματα. Η σκιαγράφιση δηλώνει ποσοστιαίες ανωμαλίες ταχύτητας με βάση το μοντέλο των Jeffreys - Bullen για τον πάνω μανδύα, όπως υποδηλώνεται στη λεζάντα, μεταξύ των ορίων -2 έως 2%.
 ε. Το θερμικό μοντέλο των Schubert et al. (1975) σχεδιασμένο με βάση τις δικές τους υποθέσεις.

- Fig.1.a. Location map. AA' (appr. 34 N, 24.5 E and 42 N, 24.5 E) denotes the line along which the following profiles have been drawn.
 Pe = Peloponnese, Cr = Crete, AeS = Aegean Sea, Ch = Chalkidiki, SCr = Sea of Crete. The Hellenic trench (dashed line) and volcanic arc (dotted line) are also shown as reference.
 b. Bouguer and Free-air gravity anomalies (mgal). Data, with certain simplifications, are from Morelli et al. (1975).
 c. Seismic attenuation structure (sec^{-1}) by Hashida et al. (1988). The more negative (positive) attenuation values are, the higher (lower) Q is.
 d. Tomographic results. Shading denotes velocity anomalies in percentage (within -2 and 2%) relative to the Jeffrey-Bullen ambient velocity for the upper mantle.
 e. The thermal model of Schubert et al. (1975) using their assumptions.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ - REFERENCES

- AGARWAL, N.K., JACOBY, W.R. & BERCKHEMER, H. (1976). Teleseismic P-wave travel time residuals and deep structure of the Aegean region - *Tectonophysics*, 31, 33-57.
 CHRISTODOULOU, A. & HATZFELD, D. (1988). 3-D Crustal and Upper Mantle Structure beneath Chalkidiki (n. Greece) - *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 88, 153-168.
 FYTICAS, M.D. & KOLIOS N.P. (1979). Preliminary Heat Flow Map of Greece. In Cermak V. and L. Rybach (Ed.) "*Terrestrial Heat Flow in Europe*", 197-205, New York.
 GRANET, M. & TRAMPERT, J. (1989). Large scale P-velocity structures in the Euro-Mediterranean area - *Geophys. J. Int.*, 99, 583-594.
 GREGERSEN, S. (1977). P-wave travel time residuals caused by a dipping plate in the Aegean arc in Greece - *Tectonophysics*, 37, 83-93.
 HASHIDA, T., STAVRAKAKIS, G. & SHIMAZAKI, K. (1988). Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implications - *Tectonophysics*, 145, 43-54.
 HOVLAND, J. & HUSEBYE, E.S. (1981). Three-dimensional seismic velocity image of the upper mantle beneath southeastern Europe. In Husebye, E.S., Mykkeltveit, S. (ed.) *Identification of seismic sources - Earthquake or underground explosion*, 589-605, Reidel, Dordrecht.
 JEFFREYS, H. & BULLEN, K.E. (1940). Seismological Table - *Brit. Ass.*, Gray-Milne Trust.

- LE PICHON, X. & ANGELIER, J. (1979). The Hellenic arc and trench system : A key to the Neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area - *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, J. (1981). The Aegean Sea, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A300, 357-372.
- LIGDAS, C.N. (1990). P-wave velocities in the crust and upper mantle of the Aegean area by tomographic inversion, *Ph.D. Thesis*, University of Reading, U.K.
- LIGDAS, C.N., MAIN, I.G. & ADAMS, R.D. (1990a). Three-dimensional structure of the lithosphere in the Aegean region, *Geophys. J. Int.*, 102 (in press).
- LIGDAS, C.N., MAIN, I.G. & ADAMS, R.D. (1990b). 3-D Velocity structure and constraints on the nature of the coupled subduction-spreading process in the Aegean area from seismic tomography - *Tectonophysics* (accepted for publ.).
- MAKRIS, J. (1977). Geophysical investigations of the Hellenides - *Hamb. Geophys. Einzelschr.*, 34, Reihe A, 124.
- MAKROPOULOS, K.C. & BURTON, P.W. (1981). A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65, 741-762.
- MAKROPOULOS, K.C. & BURTON, P.W. (1984). Greek tectonics and seismicity - *Tectonophysics*, 106, 275-304.
- MCKENZIE, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55, 217-254.
- MORELLI, C. PISSANI, M. & GANTAR, C. (1975). Geophysical studies in the Aegean Sea and the Eastern Mediterranean - *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 18 (66V), 127-167.
- NOLET, G. (1985). Solving or resolving inadequate and noisy tomographic systems - *J. Comp. Phys.*, 61, 463-482.
- PAIGE, C.C. & SAUNDERS, M.A. (1982). LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares - *ACM Trans. Math. Softw.*, 8, 43-71.
- PAPAZACHOS, B.C. (1976). Evidence of crustal shortening in the Northern Aegean region - *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 13, 66-71.
- PAPAZACHOS, B.C. & COMNINAKIS, P.E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. - *J. Geophys. Res.*, 76, 8517-8533.
- SCHUBERT, G., YUEN, D.A. & TURCOTTE, D.L., (1975). Role of phase transitions in a dynamic mantle - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 705-735.
- SPAKMAN, W. (1988). Upper mantle delay time tomography. *Ph.D. thesis*, Dept. of Theoretical Geophysics, University of Utrecht.
- SPAKMAN, W., WORTEL, M.J.R. & VLAAR, N.J. (1988). The Hellenic subduction zone: A tomographic image and its geodynamic implications - *Geophys. Res. Lett.*, 15, 60-63.
- WDOWINSKI, S., O'CONNEL, R.J. & ENGLAND, P. (1989). A continuous model of continental deformation above subduction zones: Application to the Andes and the Aegean - *J. Geophys. Res.*, 94, 10331-10346.