

ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ ΓΥΡΩ ΠΕΡΙΟΧΩΝ*

Β. Κ. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Σκοπός του παρόντος άρθρου είναι η συνοπτική παρουσίαση της σημερινής επιστημονικής γνώσης πάνω στην ενεργό Τεκτονική του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (ενεργός τεκτονική παραμόρφωση, κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών, κλπ.) και κυρίως η σκιαγράφηση των επιμέρους στοιχείων (μεθόδων, δεδομένων παρατήρησης, κλπ.) με τα οποία χτίστηκε η γνώση αυτή κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες. Τα στοιχεία αυτά αφορούν τη χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών, τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, τη γεωφυσική δομή του φλοιού και του πάνω μανδύα, την ενεργό παραμόρφωση του φλοιού και τα σεισμικά ρήγματα. Η συνόψιση της γνώσης αυτής γίνεται και σχηματικά με την παρουσίαση ενός λιθοσφαιρικού μοντέλου του ευρύτερου χώρου της ανατολικής Μεσογείου. Αναφέρονται επίσης οι σύγχρονες απόψεις που αφορούν τα αίτια των λιθοσφαιρικών κινήσεων στο χώρο του Αιγαίου. Επισημαίνεται η συμβολή της γνώσης της ενεργού τεκτονικής του Αιγαίου στη λύση προβλημάτων άμεσης κοινωνικής σημασίας, όπως είναι η πρόγνωση των σεισμών και αναφέρεται ως παράδειγμα η συμβολή της στην μεσοπρόθεσμη πρόγνωση του πρόσφατου ισχυρού σεισμού της Σκύρου.

EXTENDED ABSTRACT

The purpose of the present article is to summarize the current scientific knowledge related to the active tectonics of the Aegean and surrounding area (active deformation, lithospheric plate-motions, etc.), as well as describe the main information (data, methods, etc.) which were used to obtain this knowledge. It is pointed out that the understanding of active tectonics has not only theoretical but also practical interest, as it contributes to the solution of problems of direct social impact such as the problem of earthquake prediction. It is shown that most of our present knowledge relies on geophysical, geological and geodetic data. Due to the fact that the Aegean exhibits a variety of geomorphological structures and on going geophysical processes, it has been one of the modern "natural laboratories" where scientists from different parts of the world are working and verify various hypotheses related to our current view of World Tectonics.

The Aegean exhibits the typical characteristics of a subduction area, such as the Hellenic Arc (a typical island arc), the Aegean Sea (a marginal sea with typical geomorphological characteristics) and the Collision Zone between the Balkan peninsula and the southwestern Adriatic. A large number of results concerning the Aegean area relies on the use of the spatial distribution of earthquake foci. Accurate data of the last two decades showed that most shallow earthquakes are generated on the shallowest part of the crust (upper 20km) and only along the southern Aegean subduction zone can their depth reach up to 60km. Papazachos and Comninakis (1969/70, 1971) were the first to determine the depth of 109 intermediate-depth events using P_cP phases and showed that their foci lied on an amphitheatrically-shaped Benioff zone, which dips from the outer arc (Hellenic Trench) towards the concave part of the Hellenic Arc. This has been confirmed by recent studies, showing that the subduction is separated in a shallower (20-100km), small-dip (~20-30°) section where the lithospheric coupling takes place and events up to M=8.0 occur, and a deeper (100-180km) part with higher dipping angle (~45°) where events up to M=7.0 occur.

Fault plane solutions which have been constructed since the 60s were used for the study of the active tectonics in the Aegean. Their use allowed the detection of reverse faulting along the Hellenic Arc (Papazachos and Delibasis 1969), the Rhodes sinistral fault (Papazachos 1961), as well as the domination of a strong ~N-S extension field throughout the whole back-arc Aegean area (McKenzie 1970, 1972, 1978). The identification of the dextral transform Cephalonia fault (Scordilis et al., 1985) was also of significant importance for the understanding of the Aegean tectonics. This understanding was enhanced by the results obtained about the geophysical

* ACTIVE TECTONICS IN THE AEGEAN AND SURROUNDING AREA

¹ Εργαστήριο Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τ.Κ.54006, Θεσσαλονίκη, Email: basil@lemnos.geo.auth.gr

lithospheric structure of the Aegean, using either traditional or tomographic methods. These results showed strong crustal thickness variations in agreement with isostasy, detected the presence of a high-velocity subducted slab under the Aegean, with low-velocity/low-Q material in the mantle wedge above the slab, as usually anticipated for a subduction zone.

The active deformation of the Aegean has been studied by seismological, geodetic and palaeomagnetic methods. The obtained results allowed the determination of various models describing the active crustal deformation in the Aegean area, showing a anticlockwise motion for Anatolia and a fast southwestern motion of the Aegean microplate at an average rate of ~3.5cm/yr relative to Europe. Similar studies have been performed for the subducted slab. The derivation of such models is further supported by geophysical and geological studies that led to the identification and classification of a large number of active faults, which are related to several strong shallow events in the broader Aegean area. In general, active seismic faults in the Aegean area can be separated in ten main groups, which exhibit different type of faulting.

The active deformation and faulting characteristics of the broader Aegean area is the base of the understanding of the driving mechanisms, which control the Aegean active tectonics. In general, the convergence of Africa and Eurasia is responsible for the eastern Mediterranean subduction under the Aegean. The Arabian plate pushes the Anatolia microplate towards the Aegean, thus affecting the active tectonic setting in the Northern Aegean where the dextral motion along the northern Anatolia border continues. Also, the Apulia (Adriatic) anticlockwise rotation results in convergence along the coastal Albania and NW Greece, with thrust faulting. However, the main controlling force of the active tectonics in the Aegean is the fast southwest Aegean motion and its overriding of the Mediterranean lithosphere, which is responsible for the large thrust events along the Hellenic Arc, as well as for the large seismicity of the Cephalonia (dextral) and Rhodes (sinistral) faults that are the contact between the Aegean microplate and Apulia and the eastern Mediterranean (east of Rhodes) plates, respectively.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ενεργός τεκτονική, κατάδυση, μηχανισμοί γένεσης σεισμών, δομή λιθόσφαιρας, ενεργός παραμόρφωση

KEYWORDS: Active tectonics, subduction, earthquake fault-plane solutions, lithospheric structure, active deformation

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

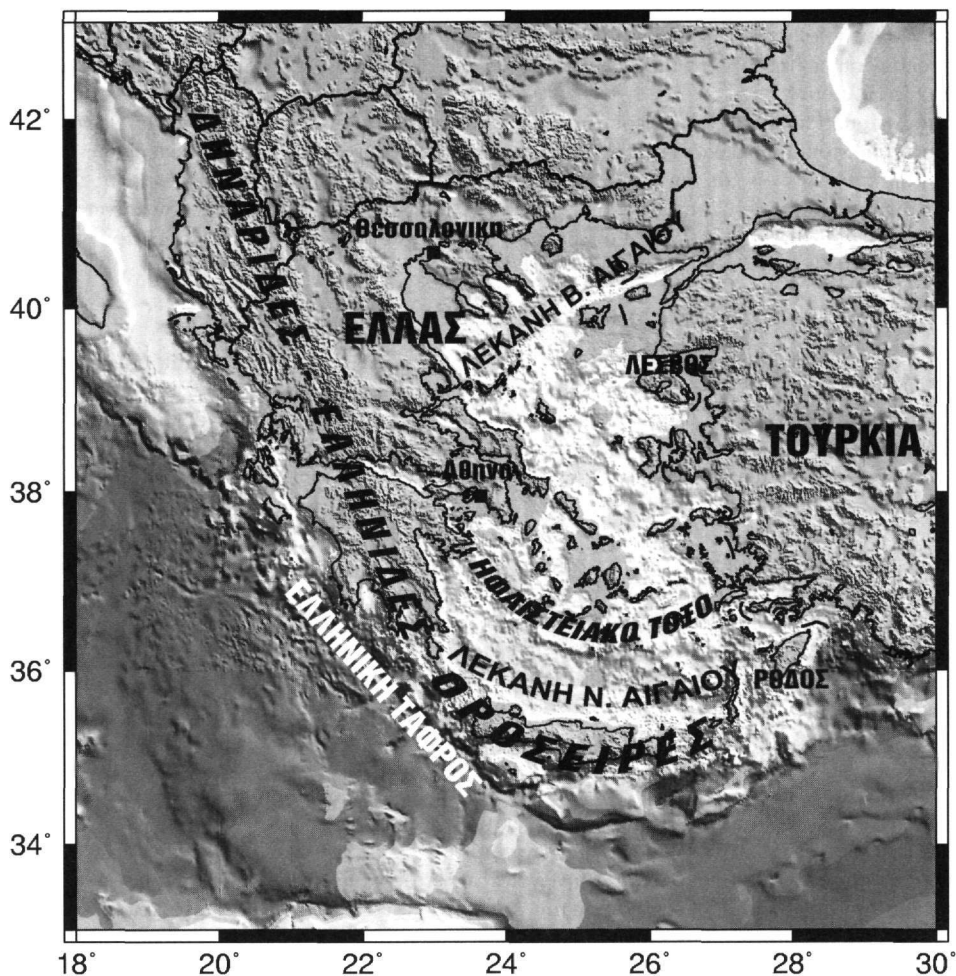
Ενεργός τεκτονική είναι η παραμόρφωση της λιθόσφαιρας της Γης που πραγματοποιείται κατά τα τελευταία δέκα περίπου εκατομμύρια χρόνια καθώς και τα άλλα γεωλογικά φαινόμενα, που άμεσα συνδέονται μ' αυτή. Η παραμόρφωση αυτή μπορεί να είναι ελαστική ή πλαστική και πολλές φορές οδηγεί στη διάρρηξη των επιφανειακών πετρωμάτων της λιθόσφαιρας. Άλλα γεωλογικά φαινόμενα τα οποία συνδέονται άμεσα με την ενεργό τεκτονική παραμόρφωση είναι η σεισμική δράση, η ηφαιστειακή δράση, οι γεωθερμικές εκδηλώσεις, η ορογένεση και τα τεκτονικής προέλευσης γεωμορφολογικά φαινόμενα (ωκεάνιες ράχες, ωκεάνιες τάφροι, ηπειρωτικές λεκάνες, κλπ.).

Οι μέθοδοι που εφαρμόζονται για τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής μιας περιοχής μπορούν να χωρισθούν σε τρεις κατηγορίες: στις γεωφυσικές, γεωλογικές και γεωδαιτικές.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι μελέτης της ενεργού τεκτονικής περιλαμβάνουν τον καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών με βάση τη χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών, τον καθορισμό της διεύθυνσης κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, τον καθορισμό της ταχύτητας κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών και του ρυθμού της λιθοσφαιρικής παραμόρφωσης με συνδυασμό των μηχανισμών γένεσης των σεισμών και της σεισμικότητας, τον καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών με βάση τη γεωφυσική δομή (ταχύτητας και απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων, πυκνότητας, κλπ.) και τον καθορισμό της επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα και της περιστροφής λιθοσφαιρικών τεμαχίων με παλαιομαγνητικές τεχνικές. Το βασικό πλεονέκτημα των γεωφυσικών μεθόδων είναι ότι τα παραγόμενα δεδομένα είναι συνήθως ενόργανα (σειсмоγράμματα, μαγνητικές καταγραφές, κλπ.) τα οποία επιδέχονται μαθηματική ανάλυση και δίνουν έτσι δυνατότητα συλλογής επιστημονικών πληροφοριών ακόμα και από μεγάλα βάθη μέσα στη Γη όπου βρίσκονται τα αίτια της ενεργού τεκτονικής παραμόρφωσης (άνω μανδύας, όριο πυρήνα και μανδύα).

Οι γεωλογικές μέθοδοι μελέτης της ενεργού τεκτονικής περιλαμβάνουν: τον καθορισμό των ιδιοτήτων των ζωνών διάρρηξης της λιθόσφαιρας με εντοπισμό των ενεργών ρηγμάτων στην επιφάνεια και καθορισμό των ιδιοτήτων των ρηγμάτων αυτών (είδος, προσανατολισμός, διαστάσεις, διεύθυνση ολισθήσης), τον εντοπισμό

και τον καθορισμό των ιδιοτήτων περιοχών έντονης τεκτονικής-πλαστικής παραμόρφωσης με τη χρησιμοποίηση γεωμορφολογικών δεδομένων και στοιχείων που προκύπτουν από τη στρωματογραφική διάρθρωση Νεογενών και Τεταρτογενών ιζημάτων. Το βασικό προσόν των γεωλογικών μεθόδων που εφαρμόζονται για τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής παραμόρφωσης είναι ότι τα παραγόμενα στοιχεία είναι συνήθως αποτέλεσμα άμεσης παρατήρησης και ότι τα στοιχεία αυτά αφορούν φυσικές διαδικασίες που έλαβαν χώρα σε μεγάλα χρονικά διαστήματα κατά το παρελθόν.



Σχήμα 1. Γεωμορφολογικά και άλλα στοιχεία τεκτονικής προέλευσης στο χώρο του Αιγαίου και των γύρω περιοχών.

Figure 1. Geomorphological and geotectonic setting of the Aegean and surrounding area.

Οι γεωδαιτικές μέθοδοι μελέτης της ενεργού τεκτονικής περιλαμβάνουν τον καθορισμό του ρυθμού της λιθοσφαιρικής παραμόρφωσης με βάση τις επίγειες ή δορυφορικές (GPS, κλπ.) μετρήσεις. Το βασικό προσόν των γεωδαιτικών μεθόδων είναι ότι με αυτές μετράται άμεσα ο ρυθμός της συνολικής παραμόρφωσης (πλαστικής και ψαθυρής) της λιθόσφαιρας με σημαντική πλέον ακρίβεια, η οποία διαρκώς βελτιώνεται με το χρόνο.

Η μελέτη της ενεργού τεκτονικής έχει μακρά ιστορία. Όμως, η κύρια ανάπτυξή της πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής κυρίως κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες, γιατί στα πλαίσια αυτά δόθηκε η δυνατότητα συνδυασμού των αποτελεσμάτων διαφόρων μεθόδων με στόχο τον ακριβέστερο καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών, της διεύθυνσης κίνησής τους και του ρυθμού παραμόρφωσής τους.

Ο χώρος του Αιγαίου και των γύρω περιοχών, με τη μεγάλη ποικιλία γεωμορφολογικών και άλλων δομών και φυσικών διαδικασιών τεκτονικής προέλευσης, αποτέλεσε ένα από τα σημαντικότερα «φυσικά εργαστή-

ρια» όπου εργάζονται επιστήμονες από διάφορα μέρη του κόσμου για να πραγματοποιήσουν πειράματα και να ελέγξουν τις θεωρίες που συνθέτουν τη νέα παγκόσμια τεκτονική. Ο χώρος αυτός (σχ.1) περιλαμβάνει: α) το Ελληνικό Τόξο, το οποίο είναι ένα τυπικό ηπειωτικό τόξο που αποτελείται από την ελληνική τάφρο (Ζάκυνθος - νότια Κρήτη - λεκάνη Ρόδου), το Ιζηματογενές Τόξο (όρη κεντρικής Πελοποννήσου - Κύθηρα - Κρήτη - Κάραπαθος - Ρόδος) και το Ηφαιστειακό Τόξο (Σουσάκι - Μέθανα - Μήλος - Σαντορίνη - Νίσυρος), β) το Αιγαίο Πέλαγος και τις γύρω περιοχές που αποτελεί τυπική περιθωριακή θάλασσα και περιλαμβάνει σημαντικές γεωμορφολογικές δομές τεκτονικής προέλευσης (λεκάνη νοτίου Αιγαίου, λεκάνη βορείου Αιγαίου και μικρές λεκάνες στη θάλασσα του Μαρμαρά) και γ) τη Ζώνη Σύγκλισης της Βαλκανικής Χερσονήσου με το Νοτιοανατολικό τμήμα της Αδριατικής (Ελληνίδες - Αλβανίδες οροσειρές, παράκτια περιοχή Αλβανίας και βορειοδυτικής Ελλάδας).

Στο παρόν άρθρο περιγράφεται η ερευνητική εργασία (επιστημονικές παρατηρήσεις, θεωρίες, αποτελέσματα) που πραγματοποιήθηκε κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες και οδήγησε στη σημερινή γνώση της ενεργού τεκτονικής του Αιγαίου και των γύρω περιοχών και γίνεται συνοπτική παρουσίαση της γνώσης αυτής. Τονίζεται η σημασία της γνώσης της ενεργού τεκτονικής στη λύση προβλημάτων άμεσου κοινωνικού ενδιαφέροντος και αναφέρεται ως παράδειγμα η συμβολή της γνώσης αυτής στη μεσοπρόθεσμη πρόγνωση του ισχυρού σεισμού ($M = 6.3$) που έγινε στις 21 Ιουλίου 2001 ΒΔ της Σκύρου.

2. ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΣΤΙΩΝ

Η γνώση της χωρικής κατανομής των σεισμικών εστιών σε μια περιοχή είναι εξαιρετικά χρήσιμη για τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής της, γιατί οι σεισμικές εστίες βρίσκονται κατά κύριο λόγο σε ζώνες διάρρηξης οι οποίες καθορίζουν τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών. Εξαιρετικής σημασίας είναι η γνώση της χωρικής κατανομής των εστιών των σεισμών ενδιάμεσου βάθους για την κατανόηση της ενεργού τεκτονικής περιοχών σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, όπως είναι η περιοχή του Αιγαίου, γιατί η κατανομή αυτή ορίζει την επιφάνεια σύγκλισης μιας ωκεάνιας και μιας ηπειρωτικής πλάκας και την κατεύθυνση κατάδυσης της ωκεάνιας πλάκας κάτω από την ηπειρωτική.

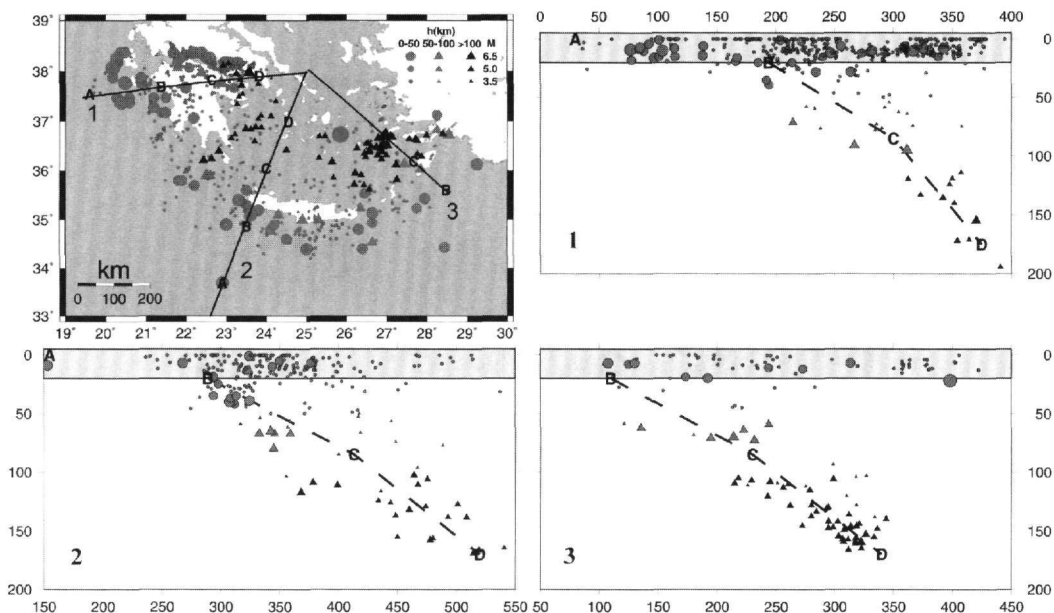
Για να μπορεί να αξιοποιηθεί πρακτικά η χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών για το σκοπό αυτό σε περιοχές σχετικώς μικρών διαστάσεων, όπως είναι η περιοχή του Αιγαίου, όπου συμβάλουν στην ενεργό τεκτονική και οι κινήσεις και παραμορφώσεις μικροπλακών, απαιτείται ακριβής προσδιορισμός των σεισμικών εστιών (γεωγραφικές συντεταγμένες επικέντρου, εστιακό βάθος). Για το χώρο του Αιγαίου υπάρχουν ενόργανα στοιχεία από ένα σεισμολογικό σταθμό από το 1911, όταν εγκαταστάθηκε ο πρώτος αξιόπιστος σειсмоγράφος (τύπου Mainka) στην Αθήνα. Το 1965 εγκαταστάθηκαν άλλοι τέσσερις σεισμολογικοί σταθμοί στην Ελλάδα (Βαλοσαμάτα Κεφαλονιάς, Βάμος Κρήτης, Αρχάγγελος Ρόδου, Αγ. Παρασκευή Λέσβου). Έτσι βελτιώθηκε αισθητά ο προσδιορισμός των γεωγραφικών συντεταγμένων των επικέντρων αλλά τα σφάλματα στα εστιακά βάθη των επιφανειακών σεισμών παρέμειναν μεγάλα. Η ακρίβεια προσδιορισμού των σεισμικών εστιών βελτιώθηκε σημαντικά και έφθασε σε τέτοιο επίπεδο ώστε η χωρική κατανομή των εστιών αυτών να μπορεί να αξιοποιηθεί στη λύση γεωτεκτονικών προβλημάτων μετά την πύκνωση του σεισμολογικού δικτύου του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών και τη λειτουργία από την 1^η Ιανουαρίου 1981 του τηλεμετρικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Έτσι, μόνο με στοιχεία των τελευταίων δύο δεκαετιών έγινε δυνατή η διαπίστωση ότι οι περισσότεροι επιφανειακοί σεισμοί γεννιούνται στο εντελώς επιφανειακό τμήμα της λιθόσφαιρας μέχρι ένα βάθος 20km (σχιζόσφαιρα) και μόνο σε περιοχές κατάδυσης, όπως είναι το κυρτό τμήμα του ελληνικού τόξου, το βάθος τους μπορεί να φθάσει τα 60km.

Οι Papazachos and Comninakis (1969/70, 1971) κατά την επεξεργασία των σειсмоγραμμάτων του σταθμού Αθηνών (σειсмоγράφος Mainka, Wiechert) που οφείλονταν σε σεισμούς ενδιάμεσου βάθους της περιόδου 1911 - 1968 διέκριναν μια μικρή σεισμική κίνηση που καταγραφόταν 14min περίπου μετά την είσοδο των επιμηνών κυμάτων, P. Η σεισμική αυτή κίνηση οφείλεται στη φάση PcP η οποία εκφράζει επίμηκες κύμα το οποίο μετά τη γένεσή του στην εστία αναχωρεί προς τα κάτω και αφού ανακλαστεί στον πυρήνα (Core) της Γης επιστρέφει στην επιφάνεια της Γης όπου καταγράφεται. Η καθυστέρηση καταγραφής της φάσης PcP σε σχέση με την είσοδο των κυμάτων P ελαττώνεται με την αύξηση του εστιακού βάθους. Η ιδιότητα αυτή δίνει τη δυνατότητα υπολογισμού του εστιακού βάθους με ικανοποιητική ακρίβεια (μέθοδος Brune). Έτσι οι Παπαζάχος και Κομνηνάκης προσδιόρισαν τα εστιακά βάθη 109 σεισμών ενδιάμεσου βάθους και διαπίστωσαν ότι οι εστίες αυτές βρίσκονται σε μια αμφιθεατρική επιφάνεια (ζώνη Benioff) η οποία κλίνει από το κυρτό μέρος του Ελληνικού τόξου (Ελληνική τάφρος) προς το κοίλο μέρος του τόξου (νότιο Αιγαίο). Χάραξαν τις ισοβαθείς καμπύλες των εστιακών βαθών και διαπίστωσαν ότι η ισοβαθής των 150km συμπίπτει με το ηφαιστειακό τόξο (Σουσάκι - Μέθανα - Μήλος - Σαντορίνη - Νίσυρος), δηλαδή κάτω από το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου

Αιγαίου η ζώνη αυτή βρίσκεται σε ένα βάθος 150km. Από αυτή την αναγνώριση και τον καθορισμό της γεωμετρίας της σεισμικής ζώνης των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο νότιο Αιγαίο καθώς και από ορισμένα πρόσθετα στοιχεία που αφορούν το πεδίο των τεκτονικών τάσεων, την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και την απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων προέκυψε για πρώτη φορά ο ακριβής εντοπισμός και η γεωμετρία της κατάδυσης της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία κατάδυση αποτελεί τη βασικότερη γεωφυσική διαδικασία απ' αυτές που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. Το επιστημονικό αυτό αποτέλεσμα ανακοινώθηκε κατά τη σχετική συνεδρίαση της Διεθνούς Γεωδαιτικής και Γεωφυσικής Ένωσης που πραγματοποιήθηκε στη Μαδρίτη το Σεπτέμβριο του 1969 και διατυπώθηκε στα αντίστοιχα πρακτικά (Papazachos and Comninakis 1969/70) ως εξής:

«The epicenters of the intermediate depth shocks lie on a surface which is dipping under the island arc by a mean angle equal to 40° . The dip is not constant along the whole arc and the mean surface on which the foci lie has an amphitheatrical shape. This surface is probably the boundary of a down-going lithospheric slab which underthrusts the Greek island arc. This is supported by data of stress field, wave velocities and macroseismic intensity distribution.»

Νεώτεροι προσδιορισμοί των εστιακών βαθών των σεισμών επιβεβαίωσαν το παραπάνω αποτέλεσμα (Comninakis and Papazachos 1980) και ανέδειξαν νέες ιδιότητες της ενεργού τεκτονικής στο νότιο Αιγαίο (Papazachos et al. 2000). Στο σχήμα (2) δείχνονται τα επίκεντρα 961 επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και ενδιάμεσου βάθους σεισμών (τρίγωνα), οι οποίοι έγιναν στο νότιο Αιγαίο κατά την περίοδο 1956 - 1995 (πάνω αριστερά) και οι προβολές των σεισμικών εστιών των σεισμών αυτών πάνω σε κατακόρυφη τομή στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου (πάνω δεξιά), στο κεντρικό τμήμα του τόξου (κάτω αριστερά) και στο ανατολικό τμήμα του τόξου (κάτω δεξιά). Παρατηρούμε ότι οι τρεις τομές δείχνουν ότι η ζώνη Benioff αποτελείται από το επιφανειακό τμήμα BC (20 - 100km) το οποίο κλίνει υπό γωνία $20-30^\circ$ προς το Αιγαίο και το βαθύτερο τμήμα CD (100 - 180km) του οποίου η κλίση είναι 45° . Σύζευξη μεταξύ της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου και της επιπλεύουσας ηπειρωτικής λιθόσφαιρας του Αιγαίου πραγματοποιείται μόνο στο επιφανειακό τμήμα, BC, της ζώνης ενώ στο βαθύτερο τμήμα της, CD, η ωκεάνια λιθόσφαιρα βυθίζει-



Σχήμα 2. Κατανομή των σεισμικών επίκεντρων (άνω αριστερά) επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και σεισμών ενδιάμεσου βάθους (τρίγωνα) στο νότιο Αιγαίο και κατακόρυφη κατανομή των εστιών τους στο δυτικό (1), κεντρικό (2) και ανατολικό (3) τμήμα του Ελληνικού τόξου (Papazachos et al 2000).

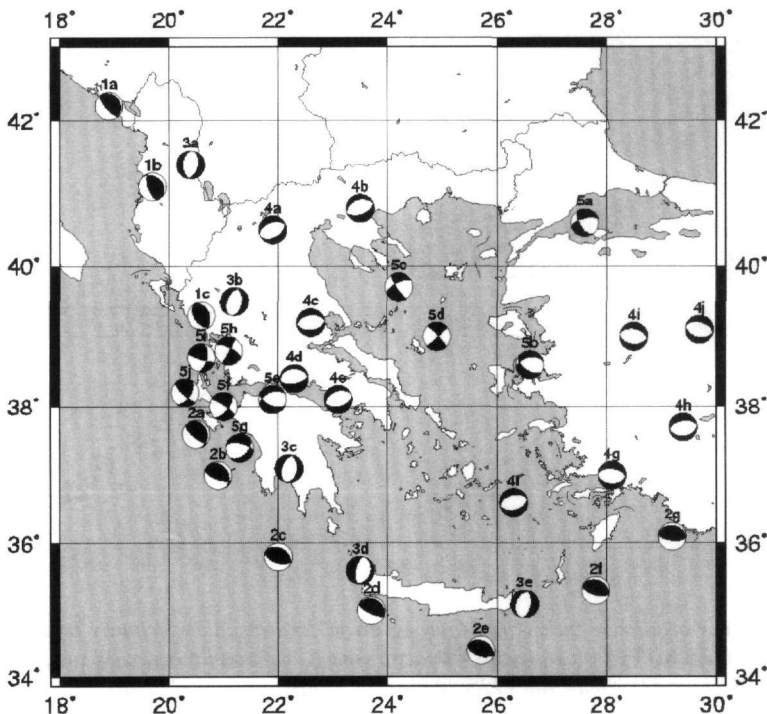
Figure 2. Distribution of the epicenters (upper left) of shallow (circles) and intermediate-depth (triangles) earthquakes in southern Aegean and vertical distribution of their foci in the western (1), central (2) and eastern (3) section of the Hellenic arc (Papazachos et al., 2000).

ται ελεύθερα. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο η σεισμικότητα στο επιφανειακό τμήμα της ζώνης είναι υψηλή (σεισμοί με μέγεθος μέχρι 8.0 Ρίχτερ γεννιούνται σ' αυτό το τμήμα), ενώ στο βαθύτερο τμήμα της ζώνης η σεισμικότητα είναι σχετικά χαμηλή (σεισμοί με μέγεθος μέχρι 7.0 Ρίχτερ γεννιούνται σ' αυτό το τμήμα). Από το σχήμα (2) προκύπτει επίσης ότι οι επιφανειακοί σεισμοί τόσο στο εσωτερικό (κοίλο) μέρος του Ελληνικού τόξου (Αιγαίο) όσο και στο εξωτερικό (κυρτό) μέρος του τόξου (Ιόνιο) γεννιούνται στο πάνω στρώμα του φλοιού (σχιζόσφαιρα) που έχει πάχος της τάξης των 20km. Είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε ότι οι εστίες των επιφανειακών σεισμών επεκτείνονται αρκετά έξω από το σημείο κατάδυσης, Β, στο δυτικό μέρος του τόξου, λίγο στο κεντρικό τμήμα του και καθόλου στο ανατολικό τμήμα του τόξου. Αυτό αποδίδεται στην εφίπτευση της μικροπλάκας του Αιγαίου πάνω στη λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου και στη γρήγορη κίνηση αυτής της μικροπλάκας κατά την νοτιοδυτική κατεύθυνση.

3. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

Ο καθορισμός του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού, δηλαδή ο καθορισμός του προσανατολισμού του επιπέδου του ρήγματος (παράταξη, κλίση), της κατεύθυνσης ολισθήσεως πάνω στο ρήγμα (γωνία ολισθήσεως) και της διεύθυνσης των κυρίων συνιστωσών τάσης (διεύθυνση και κλίση της μέγιστης συμπίεσης και μέγιστου εφελκυσμού) γίνεται τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες με βάση τη φορά των πρώτων αποκλίσεων των καταγραφών των επιμηκών κυμάτων. Επίσης, κατά τις τελευταίες δύο δεκαετίες εφαρμόζεται για το σκοπό αυτό μία τεχνική η οποία βασίζεται στη μοντελοποίηση όλης ή τμήματος της καταγραφής ενός σεισμικού κύματος (π.χ. επιμήκους, εγκάρσιου, επιφανειακού) και η οποία είναι πιο αποτελεσματική ιδίως όταν τα διαθέσιμα δείγματα δεδομένων δεν είναι επαρκές.

Οι πρώτες προσπάθειες καθορισμού του μηχανισμού γένεσης ισχυρών σεισμών στο χώρο του Αιγαίου έγιναν κατά το τέλος της δεκαετίας του 1950 και κατά τη δεκαετία του 1960 (Hodgson and Cook 1956, Παπαζαχός 1961) και η πρώτη στατιστική επεξεργασία των λύσεων αυτών έγινε περί το τέλος της δεκαετίας του 1960 (Papazachos and Delibasis 1969). Τα τεκτονικής σημασίας αποτελέσματα της έρευνας αυτής που επαληθεύτηκαν με νέα στοιχεία αργότερα και ισχύουν μέχρι σήμερα είναι κυρίως η διαπίστωση ότι στο ανατολικό άκρο του Ελληνικού τόξου υπάρχει μεγάλο ρήγμα με έντονη αριστερόστροφη συνιστώσα (μηχανισμός γένεσης του μεγάλου σεισμού, $M = 7.2$, που έγινε στις 24 Απριλίου 1957 ανατολικά της Ρόδου, (Παπαζαχός 1961) και ότι τα



Σχήμα 3. Τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης επιφανειακών σεισμών στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές.
Figure 3. Typical fault plane solutions of shallow earthquakes in the Aegean and surrounding area.

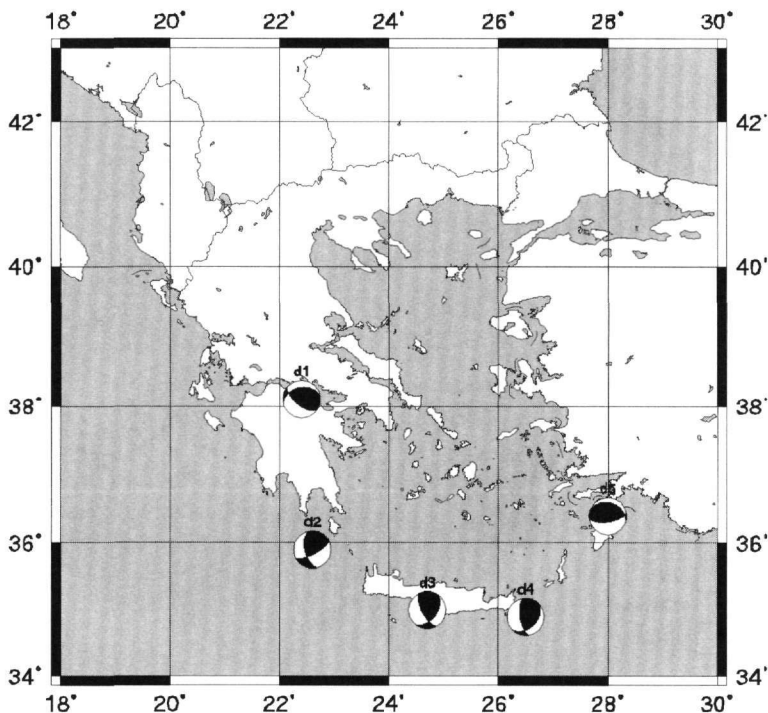
ρήγματα κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού τόξου (Ελληνική τάφρος) είναι ανάστροφα με καταβύθιση του ωκεάνιου τμήματος (ανατολική Μεσόγειος) κάτω από το ηπειρωτικό (Αιγαίο) τμήμα (Papazachos and Delibasis 1969).

Σημαντική βελτίωση στον καθορισμό αξιόπιστων μηχανισμών γένεσης ισχυρών σεισμών αποτέλεσε η χρήση σεισμικών καταγραφών μακράς περιόδου σειсмоγράφων. Ο McKenzie (1970, 1972) με βάση τέτοιες λύσεις μηχανισμών διαπίστωσε για πρώτη φορά την ύπαρξη εφελκυστικού πεδίου με διεύθυνση βορρά – νότου στο Αιγαίο, δηλαδή ότι η λιθόσφαιρα του Αιγαίου επεκτείνεται κατά τη διεύθυνση βορρά – νότου. Με βάση τέτοιες λύσεις μηχανισμών γένεσης και τη χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών διατύπωσε ο McKenzie (1970, 1972, 1978) την άποψη ότι η ενεργός τεκτονική του Αιγαίου καθορίζεται όχι μόνο από τις κινήσεις των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασιατικής, Αφρικανικής) αλλά και από τις κινήσεις μικροπλακών (μικροπλάκες Αιγαίου, Ανατολίας, Απουλίας), άποψη που γίνεται και σήμερα αποδεκτή.

Στη συνέχεια καθορίστηκαν με μεγαλύτερη ακρίβεια οι μηχανισμοί γένεσης νεότερων ισχυρών σεισμών αλλά και οι μηχανισμοί γένεσης μικροσεισμών (Hatzfeld et al. 1989, Λούβαρη 2000). Ενδιαφέρον συμπέρασμα τεκτονικής σημασίας που προέκυψε από τις νεότερες λύσεις μηχανισμών γένεσης είναι το ότι ο μέγιστος εφελκυσμός κατά μήκος των Ελληνίδων – Αλβανίδων οροσειρών και στο ιζηματογενές ελληνικό τόξο (Καλαμάτα – Κύθηρα – Κρήτη – Κάροπαθος – Ρόδος) έχει διεύθυνση ανατολής – δύσης (Papazachos et al. 1984, 1998; Kiratzi et al. 1987). Εξαιρετική συμβολή στην κατανόηση της ενεργού τεκτονικής του Αιγαίου αποτελεί η αναγνώριση του δεξιόστροφου ρήγματος μετασχηματισμού δυτικά της Κεφαλονιάς (CTF-Cephalonia Transform Fault) και ο ακριβής καθορισμός των ιδιοτήτων του (γεωμετρία, κινηματική) με βάση τις λύσεις μηχανισμών γένεσης και τη χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών (Scordilis et al., 1985, Papazachos et al. 1994).

Οι πλέον αξιόπιστες λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών του Αιγαίου και των γύρω περιοχών έχουν συνοψιστεί σε δύο δημοσιεύσεις του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Papazachos et al. 1991, 1998). Υπάρχουν σήμερα διαθέσιμες 176 αξιόπιστες λύσεις ισχυρών επιφανειακών σεισμών και 18 λύσεις ισχυρών σεισμών ενδιάμεσου βάθους.

Από τις διαθέσιμες αξιόπιστες λύσεις μηχανισμών γένεσης προσδιορίστηκαν τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης για 36 θέσεις του ελληνικού χώρου με την εφαρμογή σχετικής μεθόδου (Papazachos C. and Kiratzi 1992). Οι λύσεις αυτές παρουσιάζονται στο σχήμα (3). Παρατηρούμε ότι οι λύσεις δείχνουν ανάστροφα ρήγμα-



Σχήμα 4. Τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο νότιο Αιγαίο.
Figure 4. Typical fault plane solutions of intermediate-depth earthquakes in the southern Aegean.

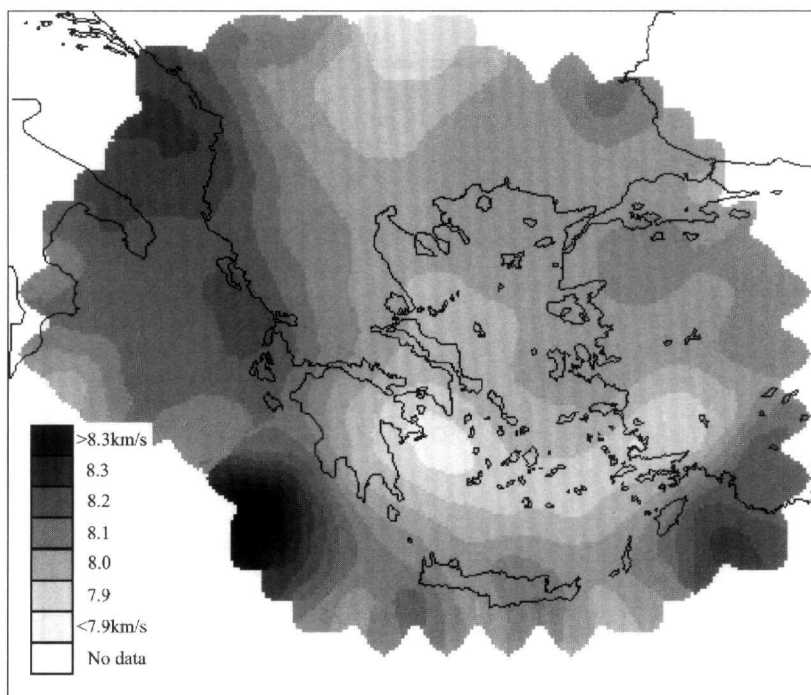
τα κατά μήκος των Αλβανικών ακτών και κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου, ρήγματα παράταξης στο βόρειο Αιγαίο, στη θάλασσα του Μαρμαρά και στα Ιόνια νησιά και κανονικά ρήγματα στον υπόλοιπο χώρο του Αιγαίου και των γύρω περιοχών.

Στο σχήμα (4) παρουσιάζονται πέντε τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών ενδιάμεσου βάθους. Οι λύσεις αυτές δείχνουν ότι τα ρήγματα στο πάνω τμήμα της καταδυόμενης λιθόσφαιρας είναι ρήγματα διεύθυνσης (δεξιόστροφα ή αριστερόστροφα) με ανάστροφη συνιστώσα.

4. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΚΑΙ ΤΟΥ ΠΑΝΩ ΜΑΝΔΥΑ

Η γεωφυσική δομή του φλοιού και του πάνω μανδύα παρουσιάζει γεωτεκτονικό ενδιαφέρον γιατί σ' αυτά τα βάθη βρίσκονται τα αίτια των γεωδυναμικών φαινομένων (αίτια κίνησης των λιθόσφαιρικών πλακών, αίτια ηφαιστειακής δράσης, κλπ) και επειδή από τις χωρικές μεταβολές της δομής μπορούμε να καθορίσουμε τη γεωμετρία των λιθόσφαιρικών πλακών σε μεγάλα βάθη. Η δομή μπορεί να εκφραστεί με τη χωρική μεταβολή διαφόρων παραμέτρων (πυκνότητα, μαγνητική επιδεκτικότητα, ταχύτητα διάδοσης σεισμικών κυμάτων χώρου, κλπ) και γι αυτό έχει αντίστοιχες ονομασίες (δομή πυκνότητας, κλπ). Όμως η δομή ταχύτητας (επιμηκών ή εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων) καθορίζεται ακριβέστερα σε μεγάλα βάθη και γι' αυτό αυτή παρέχει τις πιο αξιόπιστες πληροφορίες τεκτονικής σημασίας.

Οι πρώτες πληροφορίες για τη δομή ταχύτητας του φλοιού στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου προήλθαν από την εφαρμογή κλασικών μεθόδων σε μερήσιες ταχυτήτων κυμάτων χώρου που οφείλονται σε σεισμούς (Papazachos et al. 1966, Payo 1967, Papazachos 1969, Panagiotopoulos and Papazachos 1985) και σε μερήσιες ταχυτήτων κυμάτων που οφείλονται σε τεχνητές εκρήξεις (Makris 1973, 1978, Delibasis et al. 1988, Βούλγαρης 1991). Σημαντικό βήμα στην κατανόηση της δομής ταχύτητας του φλοιού αλλά και του πάνω μανδύα στο Αιγαίο και στην αξιοποίηση των σχετικών αποτελεσμάτων για τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής του χώρου αυτού αποτέλεσε η εφαρμογή μεθόδων αντιστροφής (τομογραφία) σε κύματα χώρου (επιμήκη, εγκάρσια) και σε επιφανειακά κύματα (Spakman 1986, Drakatos and Drakopoulos 1991, Ligdas et al. 1990, Παπαζάχος Κ. 1994, Papazachos C. and Nolet 1997, Καλογεράς 1993).



Σχήμα 5. Δομή ταχύτητας (επιμηκών κυμάτων) σε βάθος 60 – 90km κάτω από την Ελλάδα και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος Κ. 1994).

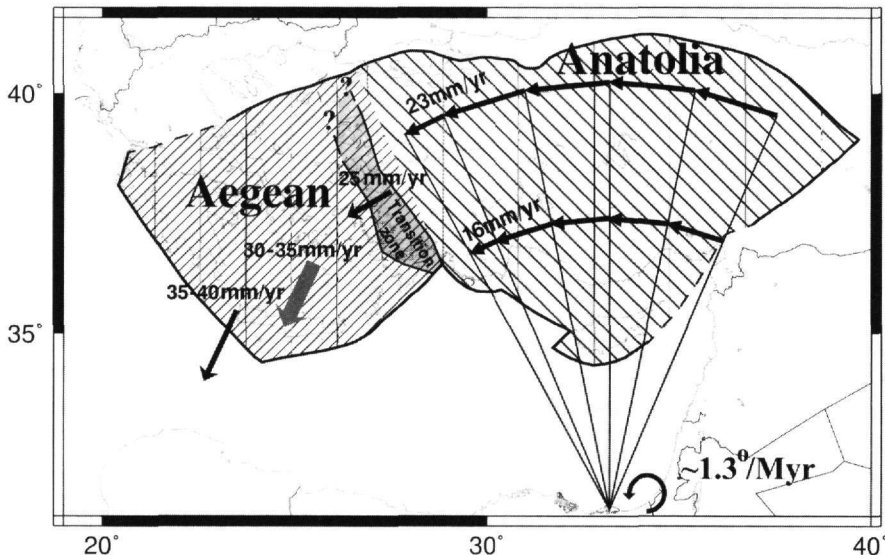
Figure 5. Velocity structure (P-waves) at the depth of 60-90km under Greece and surrounding area.

Τα σημαντικότερα αποτελέσματα τεκτονικής σημασίας που προκύπτουν από τη δομή ταχύτητας στο χώρο του Αιγαίου και ιδιαίτερα από την εφαρμογή τομογραφικών μεθόδων σε σεισμικά δεδομένα του χώρου αυτού είναι η αναγνώριση της κατάδυσης του μπροστινού τμήματος της Αφρικανικής λιθосφαιρικής πλάκας σε μεγάλα βάθη (μέχρι 800km) κάτω από το Αιγαίο (Sprakman, 1986) και η εντυπωσιακή ομοιότητα μεταξύ της επιφανειακής τεκτονικής δομής και της βαθιάς γεωφυσικής δομής (Παπαζάχος Κ. 1994, Papazachos C. et al. 1995). Το σχήμα (5) δείχνει τη γεωφυσική δομή ταχύτητας των επιμηκών κυμάτων σε βάθος 60 – 90km κάτω από την Ελλάδα και τις γύρω περιοχές. Είναι πράγματι εντυπωσιακό το πόσο χαρακτηριστικά η οριζόντια επέκταση του στρώματος χαμηλής ταχύτητας σ' αυτό το βάθος διαγράφει το παρατηρούμενο στην επιφάνεια πεδίο ηφαιστειακής και γεωθερμικής δράσης (ηφαιστειακό τόξο νοτίου Αιγαίου, κλπ) το οποίο βρίσκεται πάνω από την καταδυόμενη λιθосφαιρική πλάκα.

Ερευνητική εργασία έχει επίσης πραγματοποιηθεί και πάνω στη δομή απόσβεσης στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Papazachos and Comninakis 1971, Delibasis 1982, Tselentis et al. 1988, Baskoutas et al. 1992, Papazachos C. 1992, Hatzidimitriou 1993). Η δομή απόσβεσης στο νότιο Αιγαίο διαγράφει σαφώς την καταδυόμενη λιθосφαιρική πλάκα, όπου η απόσβεση των σεισμικών κυμάτων είναι μικρή (υψηλή τιμή Q) και τη ζώνη θερμού υλικού κάτω από το ηφαιστειακό τόξο όπου η απόσβεση των σεισμικών κυμάτων είναι μεγάλη (χαμηλή τιμή Q).

5. ΕΝΕΡΓΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

Η ενεργός παραμόρφωση του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου και των γύρω περιοχών έχει μελετηθεί με σεισμικές, γεωδαιτικές και παλαιομαγνητικές μεθόδους. Κατά την εφαρμογή των σεισμικών μεθόδων γίνεται συνδυασμός των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης των σεισμών και δεδομένων σεισμικότητας (εκφρασμένης σε μονάδες ρυθμού μεταβολής της σεισμικής ροπής) και έχουν προκύψει αποτελέσματα που αφορούν τη σεισμική (ψαθυρή) παραμόρφωση, δηλαδή αυτή που μετατρέπεται σε σεισμική ενέργεια (Tselentis and Makropoulos 1986, Jackson and McKenzie 1988, Ekstrom and England 1989, Papazachos C. and Kiratzi 1992, Papazachos C. 1999). Με τις γεωδαιτικές μεθόδους επετεύχθη ο καθορισμός της ολικής παραμόρφωσης, δηλαδή της ψαθυρής και πλαστικής παραμόρφωσης (Billiris et al. 1991, Stiros 1993, Smith et al. 1994, Oral et al. 1995, Straub et al. 1997, Le Pichon et al. 1995). Η εφαρμογή των παλαιομαγνητικών μεθόδων έδωσε χρήσιμες πληροφορίες για την περιστροφή των λιθосφαιρικών τεμαχών, όπως είναι το αποτέλεσμα ότι το δυτικό μέρος της λιθосφαιρας του νοτίου Αιγαίου περιστρέφεται αριστερόστροφα και το ανατολικό της μέρος περιστρέφεται δεξιόστροφα (Kissel and Laj 1988, Speranza et al. 1995, Kondropoulou 2000).

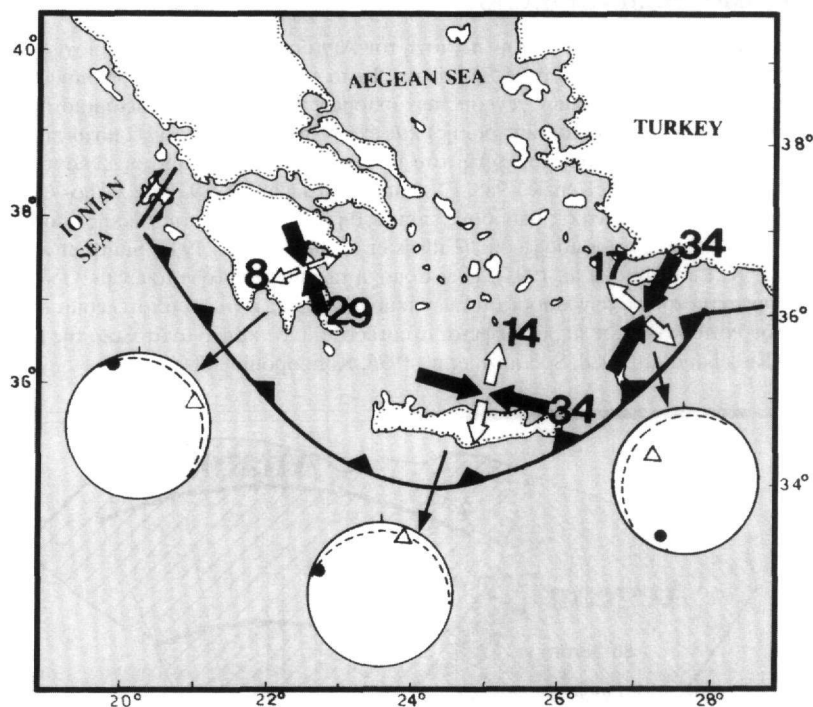


Σχήμα 6. Αριστερόστροφη περιστροφή της λιθосφαιρικής πλάκας της Ανατολίας και νοτιοδυτική γρήγορη κίνηση της λιθосφαιρας του Αιγαίου (Papazachos C. 1999).

Figure 6. Anticlockwise rotation of the Anatolia lithospheric plate and fast southwestern movement of the Aegean lithosphere (Papazachos C. 1999).

Το σχήμα (6) παριστάνει την παραμόρφωση του φλοιού στο χώρο του Αιγαίου όπως προέκυψε από σεισμολογικά και γεωδαιτικά στοιχεία (Papazachos C. 1999). Τα στοιχεία αυτά δείχνουν ότι η λιθόσφαιρική πλάκα της Ανατολίας περιστρέφεται αριστερόστροφα περί ένα πόλο που βρίσκεται στη χερσόνησο του Σινά, ενώ η λιθόσφαιρα του Αιγαίου κινείται γραμμικώς κατά τη νοτιοδυτική κατεύθυνση με σχετικά μεγάλες ταχύτητες. Οι τιμές των ταχυτήτων αυτών αυξάνονται από βορρά προς νότο με συνέπεια να επεκτείνεται η λιθόσφαιρα του Αιγαίου κατά τη διεύθυνση αυτή. Συνέπεια της κίνησης αυτής είναι και η δημιουργία του δεξιόστροφου ρήγματος μετασχηματισμού δυτικά της Κεφαλονιάς (CTF - Cephalonia Transform Fault) καθώς και του αριστερόστροφου ρήγματος μετασχηματισμού ανατολικά της Ρόδου (RTF - Rhodos Transform Fault).

Το σχήμα (7) παριστάνει την παραμόρφωση στο πάνω τμήμα της καταδυόμενης λιθόσφαιρας κάτω από το νότιο Αιγαίο (Kiritzi and Papazachos C. 1995). Τα μαύρα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση της συμπιεστικής παραμόρφωσης, τα άσπρα βέλη τη διεύθυνση της εφελκυστικής παραμόρφωσης και οι αριθμοί τις τιμές των ρυθμών παραμόρφωσης (σε mm/yr). Οι τρεις κύκλοι παριστάνουν στερεογραφικές προβολές όπου φαίνονται οι αντίστοιχες κλίσεις της λιθόσφαιρικής κατάδυσης (στιγμένες γραμμές), οι διευθύνσεις των αξόνων μέγιστου εφελκυσμού (τρίγωνα) και μέγιστης συμπίεσης (μαύροι κύκλοι). Παρατηρούμε ότι οι μέγιστοι εφελκυσμοί έχουν την διεύθυνση κλίσης της κατάδυσης και οι μέγιστες συμπίεσεις είναι κάθετες προς την κλίση αυτή και παράλληλες προς το ελληνικό τόξο. Παρατηρούμε επίσης ότι οι τιμές της συμπιεστικής παραμόρφωσης στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα είναι σημαντικά μεγαλύτερες από τις τιμές της εφελκυστικής παραμόρφωσης.



Σχήμα 7. Παραμόρφωση της βυθιζόμενης, κάτω από το νότιο Αιγαίο, λιθόσφαιρικής πλάκας (Kiritzi and Papazachos C. 1995).

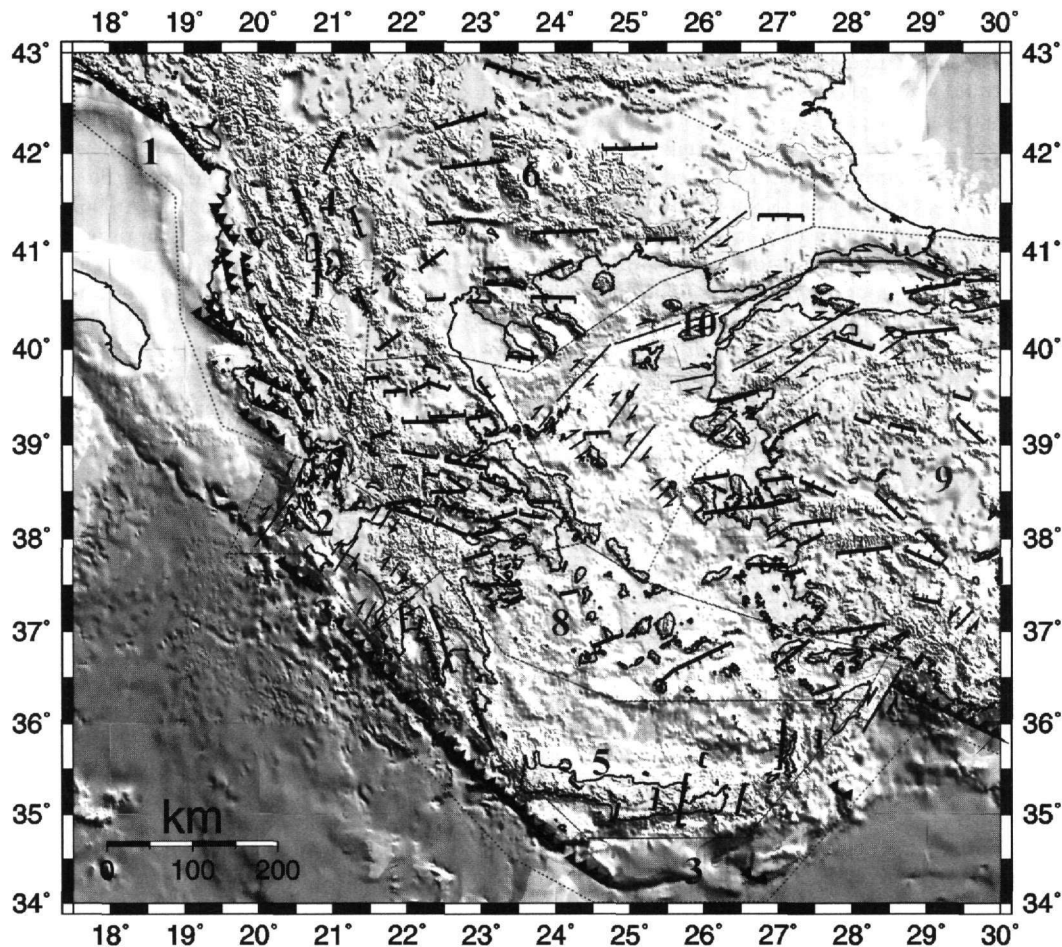
Figure 7. Deformation of the subducted lithospheric plate under the southern Aegean (Kiritzi and Papazachos C. 1995).

6. ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ

Ο καλύτερος τρόπος καθορισμού των σεισμικών ρηγμάτων είναι η χρήση όλων των διαθέσιμων γεωφυσικών στοιχείων (σεισμολογικών, στοιχείων γεωφυσικής διασκόπησης) και γεωλογικών στοιχείων (άμεσες γεωλογικές παρατηρήσεις, παρατηρήσεις από δορυφόρους, κλπ). Μελέτες με συνδυασμό σεισμολογικών και γεωλογικών στοιχείων έχουν πραγματοποιηθεί κατά την τελευταία εικοσαετία για τον καθορισμό των ρηγμάτων των ισχυρών επιφανειακών σεισμών που έγιναν στην Ελλάδα κατά την περίοδο αυτή με σημαντική επιτυχία (Papazachos et al. 1979, 1983, 1988). Πολύ πρόσφατα έγινε προσπάθεια εφαρμογής της μεθοδολογίας αυτής

για τον καθορισμό όλων των κυρίων ρηγμάτων των επιφανειακών σεισμών που έγιναν στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (480 π.Χ. – 2001) με τη συνεργασία μιας ομάδας του Εργαστηρίου Γεωφυσικής και μιας ομάδας του Εργαστηρίου Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Παπαζάχος και συνεργάτες 2001). Τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής συνοψίζονται στο σχήμα (8). Τα ρήγματα αυτά συγκροτούν δέκα ομάδες ανάλογα με το είδος τους και το χώρο όπου βρίσκονται.

Η πρώτη ομάδα αποτελείται από τα ανάστροφα ρήγματα που βρίσκονται κατά μήκος της παράκτιας περιοχής της νοτιοανατολικής Αδριατικής (δυτική Αλβανία – βορειοδυτική Ελλάδα) και έχουν παράταξη παράλληλη προς τις ακτές. Τα ρήγματα αυτά οφείλονται στο συμπιεστικό πεδίο που δημιουργείται στην περιοχή σύγκρουσης μεταξύ της Ευρασιατικής λιθосφαιρικής πλάκας και της Απούλιας (Αδριατικής) μικροπλάκας λόγω της αριστερόστροφης περιστροφής της μικροπλάκας αυτής.



Σχήμα 8. Τα κύρια σεισμικά ρήγματα επιφανειακών σεισμών στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος και συνεργάτες 2001).

Figure 8. Main seismic faults of shallow earthquakes in the Hellenic area and surrounding regions (Papazachos et al. 2001).

Η δεύτερη ομάδα συγκροτείται από δεξιόστροφα ρήγματα τα οποία δεσπόζουν στην περιοχή της Κεφαλονιάς και Λευκάδας και στην βορειοδυτική Πελοπόννησο. Τα ρήγματα αυτά και ιδιαίτερα το μεγάλο ρήγμα μετασηματισμού της Κεφαλονιάς οφείλονται κατά κύριο λόγο στην προς τα νοτιοδυτικά γρήγορη κίνηση του Αιγαίου και δευτερευόντως στην αριστερόστροφη περιστροφή της Απούλιας πλάκας (Scordilis et al. 1985, Papazachos et al. 1994).

Η τρίτη ομάδα αποτελείται από τα ανάστροφα ρήγματα κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου που οφείλονται στη σύγκλιση μεταξύ της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας (Papazachos and Delibasis 1969, McKenzie 1970) και κατά κύριο λόγο στην επιπτώση της μικροπλάκας του Αιγαίου πάνω στην Αφρικανική πλάκα (Papazachos C. 1999).

Η τέταρτη και η πέμπτη ομάδα αποτελούνται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης βορρά – νότου τα οποία βρίσκονται κατά μήκος της κορυφογραμμής των Αλβανίδων και της Πίνδου (τέταρτη ομάδα) και του ιζηματογενούς τμήματος του Ελληνικού Τόξου (πέμπτη ομάδα). Τα ρήγματα των δύο αυτών ομάδων συνδέονται με την ορογενετική διαδικασία που πραγματοποιείται σήμερα στις δύο αυτές περιοχές. Είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε ότι οι δύο αυτές ομάδες ρηγμάτων βρίσκονται σε δύο ζώνες παράλληλες προς τις αντίστοιχες ζώνες οριζόντιας συμπίεσης κατά μήκος των νοτιοανατολικών ακτών της Αδριατικής και της Ελληνικής Τάφρου, αντίστοιχα.

Η έκτη, έβδομη, όγδοη και ένατη ομάδα αποτελούνται από κανονικά ρήγματα με παράταξη ανατολής – δύσης (βόρεια Ελλάδα, κεντρική Ελλάδα, Ηφαιστειακό Τόξο, Μικρά Ασία). Τα ρήγματα αυτά οφείλονται στο εφελκυστικό πεδίο που δημιουργείται στη λιθόσφαιρα της μικροπλάκας του Αιγαίου λόγω της ταχύτερης προς το νότο κίνησης του προστινίου (νότιου) τμήματος αυτής της μικροπλάκας σε σχέση με το πίσω μέρος της.

Η δέκατη ομάδα ρηγμάτων περιλαμβάνει μεγάλα δεξιόστροφα ρήγματα και μικρότερα κανονικά ρήγματα που καταλαμβάνουν τον ημικυκλικό χώρο της τάφρου του βορείου Αιγαίου και της περιοχής της θάλασσας του Μαρμαρά. Τα δεξιόστροφα ρήγματα αυτής της ομάδας έχουν διεύθυνση ανατολής – δύσης στη θάλασσα του Μαρμαρά και οφείλονται στην προς τα δυτικά κίνηση της λιθόσφαιρας της Ανατολίας, ενώ τα δεξιόστροφα ρήγματα στη λεκάνη του βορείου Αιγαίου έχουν νοτιοδυτική διεύθυνση και οφείλονται στην προς τα νοτιοδυτικά κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου. Κάθε ένα από τα κανονικά ρήγματα αυτής της ομάδας δημιουργείται συνήθως μεταξύ δύο δεξιόστροφων ρηγμάτων και ενώνει το τέλος του ενός με την αρχή του άλλου. Για το λόγο αυτό αυτά τα κανονικά ρήγματα αποδίδονται σε εφελκυσμό που δημιουργείται μεταξύ των δύο δεξιόστροφων ρηγμάτων λόγω της αντίθετης κίνησης που πραγματοποιείται στα δύο αυτά ρήγματα (Barka and Kadinsky 1988). Η φυσική αυτή διαδικασία ονομάζεται «έλξη απομάκρυνσης» (pull apart) των δύο τεμαχίων του κανονικού ρήματος.

7. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΚΥΡΙΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

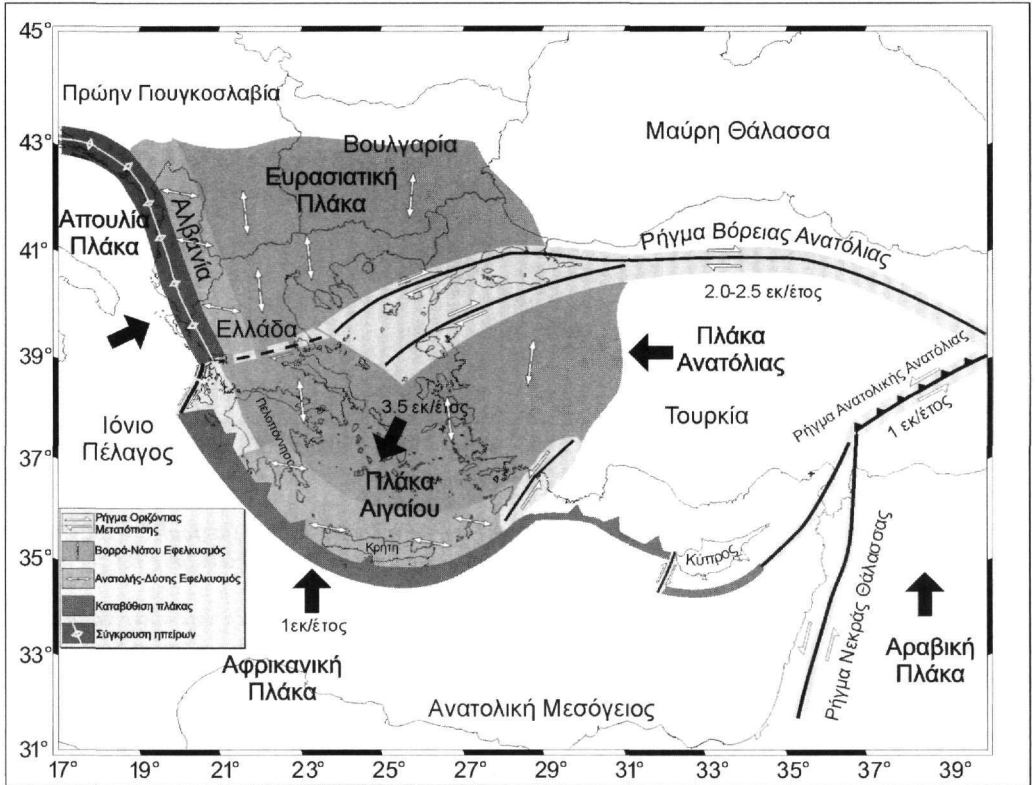
Στο σχήμα (9) παριστάνονται σχηματικά οι λιθοσφαιρικές πλάκες στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου και οι κινήσεις τους που επηρεάζουν την ενεργό τεκτονική στο χώρο του Αιγαίου (τροποποιημένο από Papazachos et al., 1998). Αυτές είναι οι μεγάλες λιθοσφαιρικές πλάκες της Ευρασίας, της Αφρικής και της Αραβίας καθώς και οι μικροπλάκες της Ανατολίας, του Αιγαίου και της Απουλίας.

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες της Αφρικής και της Ευρασίας επηρεάζουν άμεσα την ενεργό τεκτονική του Αιγαίου γιατί συγκλίνουν κατά μήκος του Ελληνικού τόξου με ταχύτητα 1cm/yr. Κατά τη σύγκλιση αυτή η ωκεάνιου χαρακτήρα πλάκα της ανατολικής Μεσογείου, επειδή έχει σχετικώς μεγάλη πυκνότητα λόγω του ωκεάνιου χαρακτήρα της, βυθίζεται πλάγια (καταδύεται) κάτω από το -ηπειρωτικού χαρακτήρα- προστινό τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας (Αιγαίο). Στην κατάδυση αυτή οφείλονται οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους στο κοίλο μέρος του τόξου (νότιο Αιγαίο) καθώς και η ηφαιστειακή δράση κατά μήκος του ηφαιστειακού τμήματος του Ελληνικού τόξου.

Η Αραβική πλάκα μόνο έμμεσα επηρεάζει την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο με την ώθηση (σπρώξιμο) που δίνει στη μικροπλάκα της Ανατολίας. Η προς τα δυτικά ταχύτητα κίνησης της μικροπλάκας αυτής έχει τιμή 2.5cm/yr (δεξιόστροφη κίνηση στο ρήγμα της βόρειας Ανατολίας). Η κίνηση αυτή της μικροπλάκας της Ανατολίας επηρεάζει κυρίως την ενεργό τεκτονική στην περιοχή της λεκάνης του βορείου Αιγαίου όπου συνεχίζεται η δεξιόστροφη κίνηση. Άμεσα επηρεάζει την ενεργό τεκτονική της περιοχής και η αριστερόστροφη περιστροφή (αντίθετα από τη φορά κίνησης των δεικτών του ωρολογίου) της Απουλίας μικροπλάκας γιατί αυτή ασκεί συμπίεστικές δυνάμεις κατά μήκος της παράκτιας περιοχής της Αλβανίας και της βορειοδυτικής Ελλάδας.

Η κύρια, όμως, κίνηση που επηρεάζει έντονα την ενεργό τεκτονική στο χώρο του Αιγαίου είναι η προς τα νοτιοδυτικά γρήγορη κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου. Κατά την κίνηση της αυτή η μικροπλάκα του Αιγαίου επιπλέει με ταχύτητα ~3.5cm/yr πάνω στην Αφρικανική πλάκα και δεδομένου ότι η τελευταία αυτή πλάκα κινείται προς το βορρά (σε σχέση με την Ευρασία) με ταχύτητα 1cm/yr η συνολική ταχύτητα σύγκρουσης (σύγκλισης) κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού Τόξου (Ελληνική Τάφρος) είναι μεγάλη (~4.5cm/yr). Σ' αυτή τη σύγκρουση οφείλονται τα ανάστροφα ρήγματα στο κυρτό μέρος του τόξου και η γένεση μεγάλων επιφανειακών σεισμών σ' αυτά. Ένα από αυτά είναι το μεγάλο ρήγμα, μήκους 200km περίπου, που βρίσκεται νοτιοδυτικά της δυτικής Κρήτης (σχ. 8). Στο ρήγμα αυτό έγινε στις 31 Ιουλίου του 365 μ.Χ. ο μεγαλύτερος

γνωστός σεισμός της Μεσογείου ($M = 8.3$). Στη γρήγορη αυτή νοτιοδυτική κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου οφείλονται το μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα της Κεφαλονιάς (CTF) και το μεγάλο αριστερόστροφο ρήγμα της Ρόδου (RTF). Η γρηγορότερη κίνηση του μπροστινού (νότιου) μέρους της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση προς το πίσω (βόρειο) μέρος του δημιουργεί διαφορική κίνηση μέσα στην ίδια την μικροπλάκα και τη γένεση κανονικών ρηγματίων με παράταξη ανατολής – δύσης όπου γεννιούνται ισχυροί σεισμοί με μεγέθη μέχρι 7.5 Ρίχτερ περίπου. Η γρήγορη αυτή νοτιοδυτική κίνηση του Αιγαίου αποδίδεται στην οπισθοκύλιση (rollback) της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα εναπομένοντα τμήματα του ωκεάνιου φλοιού κάτω από το νότιο μέρος του Ιονίου πελάγους (LePichon and Angelier 1981, Dewey 1988).



Σχήμα 9. Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που επηρεάζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Parazachos et al. 1998, διαμορφωμένο).

Figure 9. Lithospheric plate-motions which influence the active tectonics in the Aegean and surrounding region (modified from Parazachos et al. 1998).

8. ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

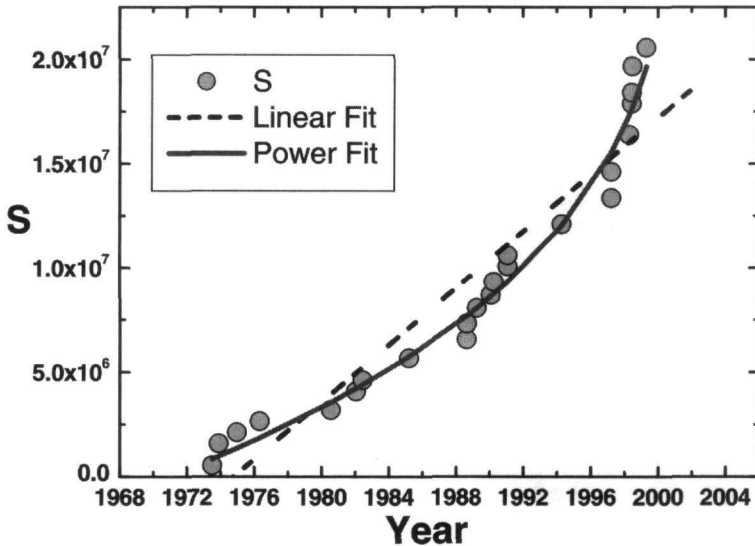
Η γνώση της ενεργού τεκτονικής του Αιγαίου έχει όχι μόνο θεωρητικό αλλά και πρακτικό ενδιαφέρον, γιατί συμβάλλει στη λύση προβλημάτων άμεσου κοινωνικού ενδιαφέροντος, όπως είναι το πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών. Εδώ αναφέρουμε ένα συγκεκριμένο τέτοιο παράδειγμα που αφορά την μεσοπρόθεση πρόγνωση του σεισμού, ο οποίος έγινε ΒΔ της Σκύρου ($39.05^{\circ}N$, $23.35^{\circ}E$, $M = 6.3$) στις 26 Ιουλίου 2001.

Με βάση τη γνώση της ενεργού τεκτονικής του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου και σεισμολογικές παρατηρήσεις εκτιμήθηκε ότι αναμένεται η γένεση ισχυρών σεισμών κατά μήκος του βορείου ορίου της μικροπλάκας του Αιγαίου μετά το μεγάλο σεισμό ($17.8.1999$, $M = 7.4$) της Νικομήδειας (Parazachos et al. 2000b). Στη συνέχεια, με μέθοδο που αναπτύχθηκε πρόσφατα (Parazachos and Parazachos 2000, 2001) και αφορά την επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση του φλοιού πριν από ισχυρούς σεισμούς διαπιστώθηκε η ύπαρξη τέτοιας παραμόρφωσης (εκφρασμένης σε $Joule^{1/2}$) στο δυτικό μέρος του Β.Αιγαίου (σχ. 10).

Πραγματοποιήθηκε ειδική μελέτη στην οποία προσδιορίστηκε το επίκεντρο του αναμενόμενου κυρίου σει-

σμού (39.7°N, 23.7°E) το μέγεθός του ($M = 6.0$) και ο χρόνος γένεσής του (2001.1) καθώς και τα αντίστοιχα παράθυρα χώρου ($<100\text{km}$), μεγέθους (± 0.4) και χρόνου (± 1.5 έτη). Βρέθηκε επίσης ότι η πιθανότητα γένεσης του σεισμού στα παράθυρα αυτά είναι 90% ενώ η πιθανότητα τυχαίας γένεσης του σεισμού σ' αυτά τα παράθυρα είναι 11%.

Η εργασία ολοκληρώθηκε το Σεπτέμβριο του 2000 και στάλθηκε στο περιοδικό Geophysical Journal International, το οποίο την παρέλαβε στις 14 Σεπτεμβρίου 2000 και, μετά από κρίση δύο ειδικών στο αντικείμενο επιστημόνων, την έκανε δεκτή για δημοσίευση (Karakaisis et al. 2001).



Σχήμα 10. Επιταχυνόμενη αθροιστική σεισμική παραμόρφωση του φλοιού της Γης (σε $\text{Joule}^{1/2}$) που παρατηρήθηκε στο δυτικό μέρος του Β. Αιγαίου πριν από τη γένεση του σεισμού της 26^{ης} Ιουλίου 2001 ΒΔ της Σκύρου (Karakaisis et al. 2001).

Figure 10. Accelerated cumulative seismic deformation of the crust (in $\text{Joule}^{1/2}$), which was observed at the western section of the North Aegean before the earthquake of 26th July 2001, NW of the island of Skyros (Karakaisis et al. 2001).

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι οι βασικές παράμετροι του σεισμού της Σκύρου βρίσκονται μέσα στα παράθυρα χώρου, χρόνου και μεγέθους που είχαν καθορισθεί 10 μήνες πριν τη γένεση του σεισμού και συνεπώς η μεσοπρόθεσμη πρόγνωση του σεισμού αυτού είναι έγκυρη.

Επομένως η γνώση που αφορά την ενεργό τεκτονική του Αιγαίου πέραν του θεωρητικού της ενδιαφέροντος, έχει ήδη συμβάλει και θα συμβάλει και στο μέλλον στη λύση προβλημάτων άμεσης κοινωνικής σημασίας όπως είναι το πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BILLIRIS, K., PARADISSIS, D., BEIS, G., ENGLAND, RP., FEATHERSTONE, W., PARSO, B., CROSS, P., RANDS, P., RAYSON, M., SELLERS, P., ASHKEMAZI, V., DAVISON, M., JACKSON, J. and AMBRASEYS, N. 1991. Geodetic determinations of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. "Nature", 350, 124 – 129.
- BARKA, A. A. and KADINSKY-CADE, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. "Tectonics", 7, 663 – 684.
- BASKOUTAS, J. PANOPOULOS, G., DRAKOPOULOS, J. and MAKROPOULOS, K. 1992. Coda wave analysis using analog data of Athens seismological station. "Bull.Geol. Soc. Greece", 28, 201-212.
- ΒΟΥΛΓΑΡΗΣ, Ν. 1991. Μελέτη της δομής του φλοιού στη Δυτική Ελλάδα (Ζάκυνθος – ΒΔ Πελοπόννησος). "Διδακτ. Διατριβή, Παν. Αθηνών"
- COMNINAKIS, P.E. and PAPAACHOS, B.C. 1980 Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. "Tectonophysics", 70, 35 – 47.

- DELIBASIS, N.D. 1982. Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Aegean. "Pure Appl. Geophys.", 120, 820 – 839.
- DELIBASIS, N., MAKRIS, J. and DRAKOPOULOS, J. 1988. Seismic investigation of the crust and the upper mantle in western Greece. "Annal. Geol. Pays Hellen.", 33, 69 – 83.
- DENWEY, J.F. 1988. Extensional collapse of Orogens. "Tectonics", 7, 1123 – 1139.
- DRAKATOS, G. and DRAKOPOULOS, J. 1991. 3-D velocity structure beneath the crust and upper mantle of the Aegean sea region. "Pure Appl. Geophys.", 135, 401-420.
- EKSTROM, G. and ENGLAND, P. 1989. Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. "J. Geophys. Res.", 94, 10231-10257.
- HATZFELD, D., PEDOTTI, G., HATZIDIMITRIOU, P., PANAGIOTOPOU-LOS, D., SCORDILIS, M., DRAKOPOULOS, J., MAKROPOULOS, K., DELIBASIS, N., LATOUSAKIS, J., BASKOUTAS, J. and FROGNEUX, M. 1989. The Hellenic subduction beneath the Peloponnesse: first results of a microearthquake study. "Earth and Planetary Science Letters", 93, 283-291.
- HATZIDIMITRIOU, P.M. 1993. Attenuation of coda waves in northern Greece. "Pure Appl. Geophys." 140, 63-78.
- HODGSON and COCK. 1956. Direction of faulting in Greek earthquakes of August 9-13, 1953. "Publ. Dom. Obs.", 18, 149-167.
- JACKSON, J. and MCKENZIE, D. 1988. Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. "Basin Res.", 1, 121-128.
- ΚΑΛΟΓΕΡΑΣ, Ι.Σ. 1993. Συμβολή των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων στη μελέτη του φλοιού και του πάνω μανδύα στην περιοχή της Ελλάδας. «Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών», 186 σελ.
- KARAKAISIS, G. F. PAPAACHOS, C.B., SAVIDIS, A.S. and PAPAACHOS, B.C. 2001. Accelerating seismic deformation in the north Aegean trough, Greece. "Geophys. J. International" (in press).
- KIRATZI, A.A. and PAPAACHOS, C. B. 1995. Active seismic deformation in the southern Aegean Benioff zone. "J. Geodynamics", 19, 65 – 78.
- KIRATZI, A.A., PAPAACHOS, E.E. and PAPAACHOS, B.C. 1987. A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece. "Annales Geophysicae", 5, 161 – 166.
- KISSEL, C. and LAI, C. 1988. The Tertiary geodynamic evolution of the Aegean arc: a palaeomagnetic reconstruction. "Tectonophysics", 146, 183 – 2001.
- KONDOPOULOU, D. 2000. Palaeomagnetism in Greece: Cenozoic and Mesozoic components and their geodynamic implications. "Tectonophysics", 326, 131-151.
- LEPICHON, X. and ANGELIER, J. 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. "Tectonophysics", 60, 1 – 42.
- LEPICHON, X., CHAMOT – ROOKE, N., LALEMANT, S., NOOMEN, R. and VEIS, G. 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. "J. Geophys. Res.", 100, 12675 – 12690.
- LIGDAS, C. N., MAIN, I. G. and ADAMS, R.D. 1990. 3 – D structure of the lithosphere in the Aegean Sea region. "Geophys. J. Int.", 102, 219 – 229.
- ΛΟΥΒΑΡΗ, Ε. 2000. Λεπτομερής σεισμολογική μελέτη του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των μικρών σεισμών. "Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης", 369 σελ.
- MAKRIS, J. 1973. Some geophysical aspects of the evolution of Hellenides. "Bull. Geol. Soc. Greece", 10, 206 – 1973.
- MAKRIS, J. 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. "Tectonophysics", 46, 269 – 284.
- MCKENZIE, D.P. 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region. "Nature", 226, 239 – 243.
- MCKENZIE, D.P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. "Geophys. J. R. astr. Soc.", 30, 109 – 185.
- 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.
- ORAL, M.B., REILINGER, R.E., TOKSOZ, M. N., KING, R. W., BARKA, A.A., KINIKI, J. and LENK, D. 1995. Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. EOS, 76, 9 – 11.
- PANAGIOTOPOULOS, D.G. and PAPAACHOS, B.C. 1985. Travel times of Pn waves in the Aegean and surrounding area. "Geophys. J.R. astr. Soc.", 80, 165 – 176.
- ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Β.Κ. 1961. Συμβολή στην έρευνα επί του μηχανισμού γένεσης των σεισμών της Ελλάδας. «Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών», 75 σελ.

- PAPAZACHOS, B.C. 1969. Phase velocities of Rayleigh waves in southeastern Europe and eastern Mediterranean sea. "Pure Appl. Geophys.", 75, 47 – 55.
- PAPAZACHOS, B.C., COMNINAKIS, P. and DRAKOPOULOS, J. 1966. Preliminary results of an investigation of crustal structure in southeastern Europe. "Bull. Seism. Soc. Am.", 56, 1241 – 1268.
- PAPAZACHOS, B. C. and DELIBASIS, N.D. 1969. Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. "Tectonophysics", 7, 231 – 255.
- PAPAZACHOS, B.C. and COMNINAKIS, P.E. 1969/70. Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge. "Com. Ren. Des Seances de la Conference Reunie a Madrid, Sept. 1969", 16, 74 – 75.
- PAPAZACHOS, B.C. and COMNINAKIS, P.E. 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. "J. Geophys. Res.", 76, 8517 – 8533.
- PAPAZACHOS, B.C., MOUNDRAKIS, D., PSILOVIKOS, A. and LEVENTAKIS, G. 1979. Surface fault traces and fault plane solutions of May – June 1978 major shocks in the Thessaloniki area. "Tectonophysics", 53, 171 – 183.
- PAPAZACHOS, B.C., PANAGIOTOPOULOS, D.G., TSAPANOS, T.M., MOUNTRAKIS, D.M. and DIMOPOULOS, G. Ch. 1983. A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of central Greece. "Geophys. J. R. astr. Soc.", 75, 155 – 168.
- PAPAZACHOS, B.C., KIRATZI, A.A., HATZIDIMITRIOU, P. and ROCCA, A. 1984. Seismic faults in the Aegean area. "Tectonophysics", 106, 71 – 85.
- PAPAZACHOS, B.C. KIRATZI, A., KARAKOSTAS, B., PANAGIOTOPOULOS, D., SCORDILIS, E. and MOUNTRAKIS, D. 1988. Surface fault traces, fault plane solutions and spatial distribution of the aftershocks of the September 13, 1986 earthquake of Kalamata. "Pure Appl. Geophys.", 126, 55 – 68.
- PAPAZACHOS, B.C. KIRATZI, A. and PAPANIMITRIOU, E. 1991. Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area. "Pure Appl. Geophys.", 136, 405 – 420.
- PAPAZACHOS, B. C., KARAKAISIS, G. F. and HATZIDIMITRIOU, P.M. 1994. Further information on the transform fault of the Ionian sea. "Proc. XXIV Gen. As. Europ. Seism.Com.Athens, 19 – 24 Sept., 1994".
- PAPAZACHOS, B.C., PAPANIMITRIOU, E.E., KIRATZI, A.A., PAPANIMITRIOU, C. B. and LOUVARI, E.K. 1988. Fault plane solutions in the Aegean and surrounding area and their tectonic implication. "Boll. Geof. Teorica Applicata", 39, 199 – 218.
- PAPAZACHOS, B. and PAPANIMITRIOU, C. 2000. Accelerated preshock deformation of broad regions in the Aegean area. "Pure Appl. Geophys.". 157, 1663-1681.
- PAPAZACHOS, B.C., KARAKOSTAS, B.G., PAPANIMITRIOU, C.B. and SCORDILIS, E.M. 2000a. The geometry of the Wadati – Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. "Tectonophysics", 319, 275 – 300.
- PAPAZACHOS, B.C., KARAKAISIS, G.F., PAPANIMITRIOU, C.B. and SCORDILIS, E.M. 2000b. Earthquake triggering in the north and east Aegean plate boundaries due to the Anatolia westward motion. "Geophys. Res. Letters, 27, 3957 – 3960.
- ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ Β. Κ., ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. Μ., ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Κ. Β., ΤΡΑΝΟΣ, Μ. Δ., ΚΑΡΑΚΑΪΣΗΣ, Γ. Φ. και ΣΑΒΒΑΙΔΗΣ, Α.Σ. 2001. Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα από τον 5^ο αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα "Δεύτερο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, Θεσσαλονίκη 28 – 30 Νοεμβρίου 2001", 1, 17-26.
- PAPAZACHOS, C.B. 1992. Anisotropic radiation modeling of macroseismic intensities for estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece. "Pure Appl. Geophys.", 138, 445-469.
- ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Κ.Β. 1994. Δομή του φλοιού και του πάνω μανδύα στη νοτιοανατολική Ευρώπη με αντιστροφική σεισμικών και βαρυτομετρικών δεδομένων. "Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης", 208 σελ.
- PAPAZACHOS, C.B. 1999. Seismological and GPS evidence for the Aegean – Anatolia interaction. "Geophys. Res. Letters", 26, 26453 – 2656.
- PAPAZACHOS, C.B., and KIRATZI, A. 1992. A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and an application in central Greece. "Geophys. J. Int.", 111, 424 – 432.
- PAPAZACHOS, C.B., HATZIDIMITRIOU, P.M., PANAGIOTOPOULOS, D.G. and TSOKAS G.N. 1995. Tomography of the crust and upper mantle in southeast Europe. "J. Geophys. Res.", 100, 12405 – 12422.
- PAPAZACHOS, C.B. and NOLET, G. 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. "J. Geophys. Res.", 102, 8349 – 8367.
- PAPAZACHOS, B.C. and PAPANIMITRIOU, C.B. 2001. Precursory seismic deformation in the Aegean area. "Ann.

di Geofisica" (in press)

- PAYO, G. 1967. Crustal structure of the Mediterranean sea by surface waves, Part I, Group velocity. "Bull. Seism. Soc. Am.", 57, 151 – 172.
- SCORDILIS, E.M., KARAKAISIS G.F., KARAKOSTAS, B.G., PANAGIOTOPOULOS, D.G., COMNINAKIS, P.E. and PAPAZACHOS, B.C. 1985. Evidence for transform faulting in the Ionian Sea. The Cephalonia island earthquake sequence of 1983. "Pure and Appl. Geophys.", 123, 388 – 397.
- SMITH, D.E., KALENIEWICZ, R., ROBBINS, J.W., DUMN, P.J. and TORRENCE, M.H. 1994. Horizontal crustal motion in the central and eastern Mediterranean inferred from satellite laser ranging measurements. "Geophys. Res. Lett.", 21, 1979 – 1982.
- SPERANZA, F., ISLAMI, I., KISSEL, C., HYSENI, A. 1995. Palaeomagnetic evidence for Cenozoic clockwise rotation of the external Albanides. "Earth and Planetary Science Letters", 129, 121 – 134.
- SPAKMAN, W. 1986. Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. "Geol. Mijnb.", 65, 145 – 153.
- STIROS, S. C. 1993. Kinematics and deformation in central and southwestern Greece from historical triangulation data and implication for the active tectonics of Aegean. "Tectonophysics", 220, 283-300.
- STRAUB, Ch., KAHLE, H.G. and SCHIDLER 1997. GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea, NW Anatolia. "J. Geophys. Res.", 102, 27587 – 27601.
- TSELENTIS, G.A. and MAKROPOULOS, C. 1986. Rates of crustal deformation in the gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity. "Tectonophysics", 124, 55–66.
- TSELENTIS, G. A., DRAKOPOULOS, J. and MAKROPOULOS, C. 1988. On the frequency dependence of Q in the Kalamata (south Greece) region as obtained from the analysis of the coda of the aftershocks of the Kalamata 1986 earthquake. "Tectonophysics", 152, 157 – 159.