

Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.	Αθήνα
Bull. Geol. Soc. Greece	XIX	85-101	1987
	Vol.	pag.	Athens

## ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΤΟΞΟΥ ΜΕΤΑΞΥ ΙΟΝΙΟΥ ΚΑΙ ΑΙΓΑΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ

Θ. ΔΟΥΤΣΟΣ\*

### Abstract

In the Hellenic arc three geotectonic zones can be recognised based on the geological mapping and on the mesoscopic analysis of folds and faults.

1. The accretionary prism on the convergence region between Eurasian- and African lithospheric plate affected by buckling processes and simultaneous or subsequent shear stress in a SW-NE direction. The orogenic shortening is accomplished by lateral compressional forces, modified by progressive simple shear generated during the subduction.

2. The frontal arc was uplifted isostatically by simultaneous development of taphrogenic basins and tectonic window. Parallel and transverse fractures were formed to the already NW directed folds.

3. The back arc basin are characterised by interference pattern of NW and NE directed folds, which developed during the main phases of the alpine Orogeny. In the course of the followed isostatic uplift NW and NE fracture zones are reactivated. Since late Miocene NNE and WNW major faults were formed parallel and transversal to the great axis of the Aegean crustal updoming, induced by the foregoing subduction.

### Περίληψη

Με βάση τη μεσοσκοπική ανάλυση πτυχών και ρηγμάτων καθώς και στοιχεία γεωλογικών χαρτογραφήσεων διακρίθηκαν στο Ελληνικό τόξο τρεις γεωτεκτονικές ζώνες που κάθε μια απ' αυτές φέρει μια επιπλέον ιστογένεση:

1. Η ζώνη προσαυξήσεως που κινείται ενεργά επι της περιοχής συγκλίσεως της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας με σύγχρονα φαινόμενα κάμψεως και διαμητικής ολισθήσεως.

2. Η ισοστατικώς ανερχόμενη οροσειρά, ανατολικότερα, με ταφρογενείς λεκάνες και τεκτονικά παράθυρα που σχηματίζεται παράλληλα και κάθετα στους άξονες των ήδη υφιστάμενων και βλ. διελευθύνωμενων πτυχών.

3. Και τέλος η περιθωριακή λεκάνη της οποίας η ανάδυση δημιουργεί βλ και βλ ρήγματα παράλληλα στους προϋπάρχοντες βλ και βλ άξονες των πτυχώσεων. Στη ζώνη αυτή αναπτύσσονται επιπλέον σαν αποτέλεσμα μιας μανδουακής αναθλώσεως ΔΝΔ και ΒΒΑ ρήγματα και λεκάνες ιζηματογενέσεως με σύγχρονη επανεργοποίηση παλαιότερων ρηγμάτων.

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

## 1. Εισαγωγή

Με βάση τις υποθαλάσσιες βαρυτομετρικές ανωμαλίες που εντοπίστηκαν από τον Fleischer 1964, αναγνώρισε ο Wunderlich (1966) την Ελληνική δίαυλο και οριοθέτησε έτσι στα νότια της Κρήτης και Πελοποννήσου την σύγχρονη Ελληνική Ορογένεση. Στη συνέχεια μια πληθώρα κυρίως από γεωφυσικούς μελετούν την γεωμετρία και κινηματική της Ελληνικής ζώνης καταβυθίσσεως (Parazachos & Comninakis 1971, Parazachos & Delibasis 1969, Rabinowitz & Ryan 1970, McKenzie 1972) και πιστοποιούν την αιγιακή περιθωριακή λεκάνη (Εικ. 1) που χαρακτηρίζεται από βαρυτομετρικές ανωμαλίες αέρος (Allan & Morelli 1971), υψηλή θερμοροή (Jongsma 1974) και από ένα λεπτό σχετικά φλοιό υποκειμένο από μανδύα με σχετικά χαμηλές ταχύτητες συμπιεστικών σεισμικών κυμάτων (Makris 1973, 1976).

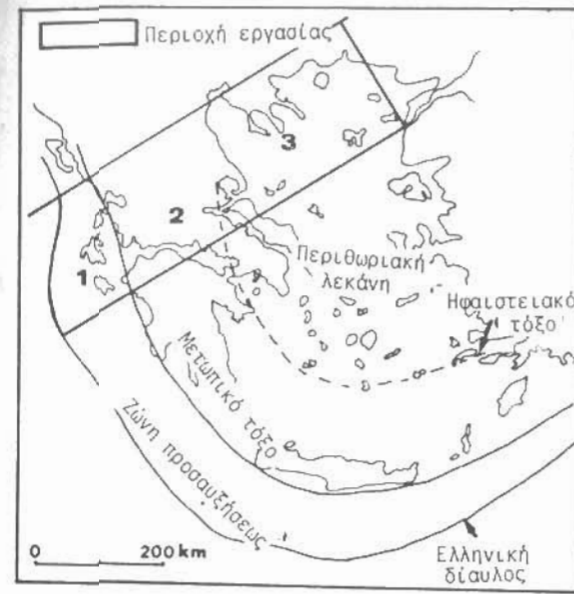
Σε κατακόρυφη απόσταση 150 km πάνω από τη ζώνη καταβυθίσσεως αναπτύσσεται το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο με ασβεσταλκαλικές εκχύσεις (Paraskevopoulos 1956, Davi 1957) και ηλικίες νεώτερες των 2,7 εκ. χρ. (Fytikas et al. 1976).

Η ηπειρωτική κατακρήνη μεταξύ Πελοποννήσου-Κρήτης και Ελληνικής αλάκας άρχισε να σχηματίζεται στο τέλος του Μειόκαινου όπως φαίνεται από την λέπτυνση των εβαποριτών της Μεσηνίας περιόδου (Bizu-Dunaş et al. 1977). Διαιρείται σε μια εξωτερική ράχη γενικής συστολής (Finetti 1976) και μια εσωτερική ράχη γενικής διαστολής (Angelier 1979).

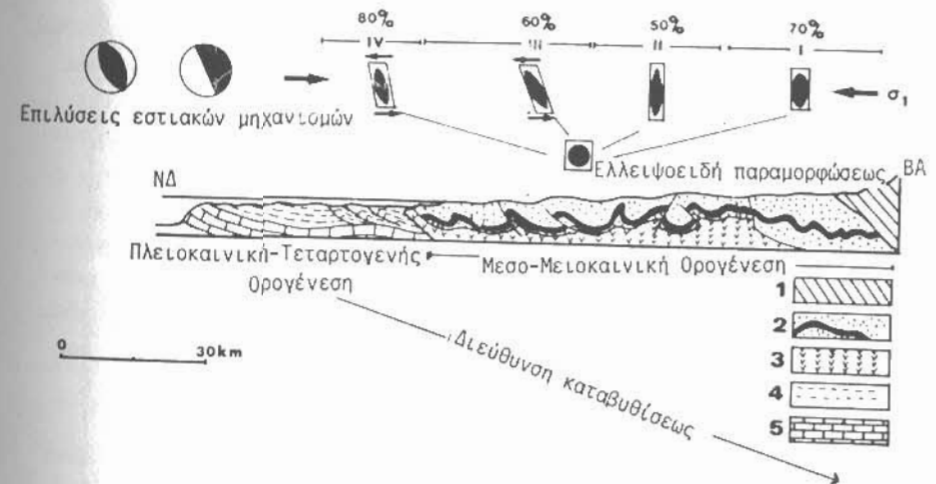
Στη μελέτη αυτή περιγράφεται η κινηματική και δυναμική μιας Γεωτραβέρας που εκτείνεται από το Ιόνιο στο Αιγαίο πέλαγος με βάση υπαίθριες τεκτονικές παρατηρήσεις. Διακρίθηκαν αναλόγως της γεωτεκτονικής τους εξέλιξης τρεις ζώνες: 1. Η ζώνη προσαυξήσεως, 2. η Κεντρική, ισοστατικά ανερχόμενη οροσειρά και 3. η Περιθωριακή λεκάνη (Εικ. 1).

## 2. Ζώνη προσαυξήσεως

Η ζώνη προσαυξήσεως στη Δυτική Ελλάδα βρίσκεται κυρίως στο πυθμένα του Ιονίου Πελάγους και εξελίσσεται επί της ασβεστολιθικής πλατφόρμας της Προαπούλιας και Απούλιας ζώνης. Συνίστανται από Ανω-Μειοκαινικά έως Τεταρτογενή ιζηµατα φλυσοχειδούς προελεύσεως που όπως προκύπτει από αναλύσεις εστιακών μηχανισμών (Parazachos 1977, Mercier et al. 1972) από υποθαλάσσιες γεωφυσικές έρευνες (Monopolis & Brunneton 1982) και υπαίθριες παρατηρήσεις στα νησιά του Ιονίου (Sorel et al., 1976) παρουσιάζουν μια τεκτονική επωθήσεων (Εικ. 2).



Εικ. 1. Γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά του Ελληνικού τόξου.



Εικ. 2. Δυναμικό μοντέλο της Δυτικής Ελλάδας. Πάνω δεξιά: δίκτυα που προέκυψαν από επιλύσεις εστιακών μηχανισμών. Στο κέντρο διακρίνεται μια σχηματική τομή στη Δυτική Ελλάδα από την Ελληνική δίαυλο έως την Οροσειρά της Πίνδου. 1: Ζώνη Πίνδου, 2: Ζώνες Γαβρόβου και Ιονίου, 3: Τριαδικό εβαπορίτες, 4: Κλαστικές Πλειοτεταρτογενείς αποθέσεις επί της 5: Προαπούλιας και Απούλιας ασβεστολιθικής πλατφόρμας. Πάνω δεξιά διακρίνονται ελληψοειδή παραμορφώσεως που προέκυψαν από τη μεσοσκοπική και μακροσκοπική ανάλυση των πτυχών. Οι αριθμοί δείχνουν το πόσο επί τοις τοις εκατό του αρχικού μήκους σμικρύνθηκε μια περιοχή. Διακρίνεται η έντονη πολικότητα του Δυτικού Τμήματος της τομής.

Επειδή η προαυξητική ζώνη εκτείνεται κυρίως υποθαλασσίως, έρευνες για τον μηχανισμό της παραμόρφωσης εκλείπουν. Το κενό όμως αυτό μπορεί να συμπληρωσει η μελέτη της ανατολικότερης περιοχής που έχει πτυχωθεί κατά το Μέσο-Μειόκαινο και έχει ήδη αναδυθεί. Αυτό είναι δυνατόν αν θεωρηθεί ότι ολόκληρη η ασβεστολιθική πλατφόρμα της Ιονίου-Γραβρόβου ζώνης με τον υπερκείμενο φλύσχη υφίσταται την παραμόρφωση μιας ορογενετικής φάσεως, εν είδει κύματος που μετατοπίζεται Ανατολικά προς Δυτικά από το κάτω Μειόκαινο έως σήμερα (δες και Giese & Reuter 1978). Πρέπει να σημειωθεί ότι η μετατόπιση αυτή των ορογενετικών φάσεων ισχύει τουλάχιστον για το διάστημα Παλαιογενές-Κάτω Μειόκαινο στην Κεντρική Ελλάδα (Aubouin 1959).

Η παραμόρφωση των Πάνω Δυτικοελληνικών καλυμμάτων συντελέστηκε κατά το μεγαλύτερο μέρος υποθαλασσίως. Αυτό φαίνεται από τον συνιζηματογενή χαρακτήρα πολλών επωθήσεων λιστρικής γεωμετρίας που τέμνουν και μετατοπίζουν στρώματα του Ολιγοκαίνικου έως και Μέσο-Μειοκαινικού φλύσχη (Εικ. 31). Επίσης στο ίδιο συμπέρασμα οδηγείται κανείς από το γεγονός ότι το δυτικότερο και πιο απότομο σκέλος μεγάλων χαρτογραφησιμων αντίκλινων φέρει συχνά ολισθοστρώματα πολλών δεκάδων μέτρων ενώ το ανατολικότερο σκέλος που κλίνει μετριώτερα, σπάνια φέρει λεπτούς οριζοντες ολισθοστρωμάτων (π.χ. Αντίκλινο Κλόκοβας).

Τα αρχικά στάδια της παραμορφώσεως χαρακτηρίζονται από φαινόμενα κάμψεως. Έτσι στις πτυχές που σχηματίζονται παρατηρείται μια εξωτερική ζώνη διαστολής (Εικ. 3: II) με κανονικά ρήγματα και μια εσωτερική ζώνη συστολής με επωθήσεις. Με βάση αυτά καθώς και το κατακόρυφο μέσο ελλειψοειδές παραμορφώσεως που προκύπτει τοποθετείται ο  $\sigma_1$  (μεγαλύτερος άξονας συμπίεσεως) οριζόντιος.

Πρέπει όμως να τονιστεί ότι η συχνή εμφάνιση μονοκλινούς συμμετρίας πτυχών απαιτεί την ύπαρξη συγχρόνων ή επακολούθων της κάμψεως διατμητικών κινήσεων. Αυτές στην ανατολική Ιόνιο ζώνη και την ζώνη Γαβρόβου (Εικ. 2) προκαλούν ασυμμετρικές πτυχές των οποίων οι ροπές ποικίλουν στο χώρο. Αυτό συμβαίνει διότι οι στρωματογραφικές ενότητες πριν από την πύχωση είχαν μια κλίση προς τον  $\sigma_1$ . Προκύπτει για αυτή την περιοχή ένα μέσο ελλειψοειδές παραμορφώσεως του οποίου ο μεγαλύτερος άξονας είναι κατακόρυφος.

Αντίθετα η Δυτική Ιόνια ζώνη καθώς και η Προσπούλια - και Απούλια ζώνη χαρακτηρίζονται από πτυχές μονοκλινούς συμμετρίας. Η γένεσή τους οφείλεται όπως και στις εξωτερικές ζώνες άλλων ορογενών (Sanderson 1979) σε μια πρόσθετη διατμητική κίνηση που προκύπτει κατά την βύθιση της μιας λιθοσφαιρικής πλάκας.



1



2



3

Εικ. 3. Εικόνες παραμορφώσεως από τα Πάνω-Δυτικά Ελληνικά καλύμματα I: Ρήγματα εφελκυσμού στην άρθρωση ενός σύγκλινου. II: Λιστρικές επιφάνειες επωθή-  
 Α.Π.Θ. σύγχρονες με την ιζηματογένεση του φλύσχη III: Συζυγές σύστημα σχισμών.

Στα τελικά στάδια της παραμόρφωσης υπερτίθεται κατα τη μή περιστροφική παραμόρφωση ένα συζυγές σύστημα ισοτίμως αποτυπομένων συζυγών σχισμών (Εικ. 3.111) των οποίων η οξεία γωνία διχοτομείται από τον οριζόντιο σ<sub>1</sub>. Αντίθετα κατα την περιστροφική παραμόρφωση η μια επιφάνεια είναι σχεδόν οριζόντια και είναι ισχυρότερα αποτυπομένη από ότι η συζυγής της.

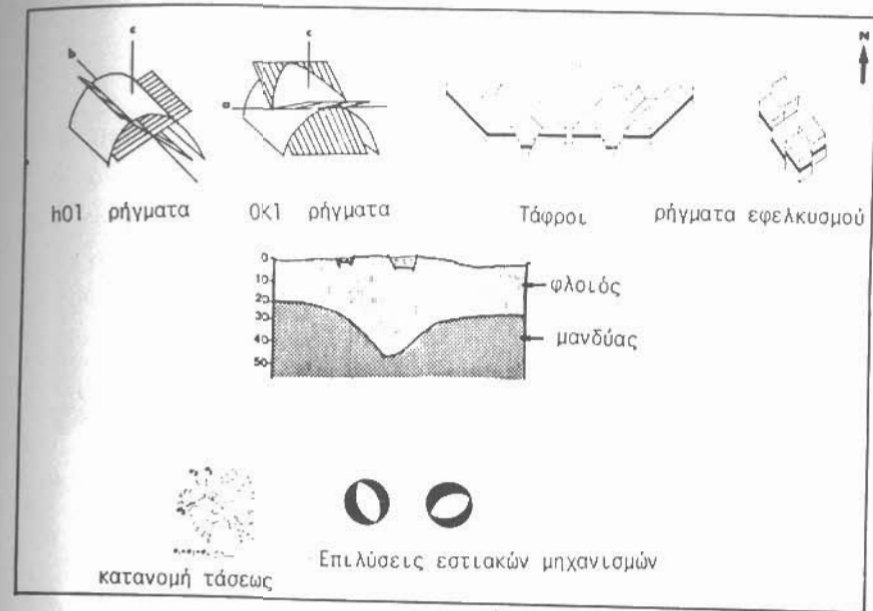
### 3. Ισοστατικές αναδυόμενη οροσειρά

Η πύκωση προκαλεί πάχυνση του φλοιού και κατα συνέπεια ολόκληρη η οροσειρά ανατολικά του Ιόνιου Πελάγους αναδύεται και παρουσιάζει το σημερινό ισχυρό ανάγλυφο.

Κατα τη μετορογενετική ανύψωση σχηματίζεται ένα σύστημα ρηγμάτων που αποτελείται από μια ΒΔ και μια ΒΑ δέσμη ρηγμάτων. Κάθε δέσμη ίδιας διεύθυνσεως αποτελείται από συζυγείς ρηξιγενείς επιφάνειες διατμήσεως. Όλα τα ρήγματα είναι κανονικού χαρακτήρα ιδιαίτερα όμως τα ΒΔ διευθυνόμενα ρήγματα παρουσιάζουν μεταπτώσεις μεγάλης κλίμακας (λεκάνες Καρδίτσας, Λαρίσης κλπ.), ενώ τα ΒΑ σπανιότερα σχηματίζουν λεκάνες ιζηματογενέσεως (π.χ. Πατραϊκός κόλπος) και συχνότερα ποτάμιες λεκάνες εγκάρσια διευθυνόμενες προς τη γενική διεύθυνση της οροσειράς (π.χ. Αχελώος, Μόρνος κλπ.). Πρέπει να σημειωθεί ότι η ρηξιγενής αυτή τεκτονική βρίσκεται σε άμεση συμμετρική σχέση με τη γεωμετρία των ΒΔ διευθυνόμενων πτυχών επειδή αναπτύσσεται παράλληλα στα h01 & 0k1 ρήγματα των πτυχών (Εικ. 4).

Τα ΒΔ διευθυνόμενα ρήγματα (Εικ. 5:1) συμμετέχουν στο σχηματισμό μεγάλων ταφροειδών βυθίσεων όπου συσσωρεύονται αδρομερείς αποθέσεις θαλάσσιας έως και ποτάμιας προελεύσεως μολассικού χαρακτήρα. Στα υψηλότερα τμήματα των τεκτονικών κεράτων σχηματίζονται τεκτονικά παράθυρα όπως του Ολύμπου, Όσσας, Φενεού κλπ. ενώ τα σκέλη τους συχνά παραμορφώνονται από kink bands σχήματος βεντάλιας (Doutsos, 1980). Η εσωτερική τεκτονική των ιζηματογενών λεκανών χαρακτηρίζεται από ένα ορθογώνιο σύστημα διακλάσεων και ρηγμάτων ΒΔ και ΒΑ διευθύνσεως (Εικ. 5:11).

Στη Δυτική Ελλάδα οι λεκάνες αυτές είναι νεώτερες του Μέσω-Πλειόκαινου (Kowalczyk 1977) και παρουσιάζουν γενικώς μια εξέλιξη στην κατακόρυφο προς αδρομερέστερο υλικό (δες Hageman 1977) που συνεπάγεται ισχυρή ανύψωση της περιοχής στο τέλος της ορογενέσεως. Επιπλέον σχηματίζονται θαλάσσιες αναβαθμίδες. Στην Ανατολική Στερεά Ελλάδα και Θεσσαλία οι ανοδικές αυτές κινήσεις είναι κατα πολύ παλαιότερες αρχίζουν με το τέλος της Άνω-Ηωκαινικής πτυ-



Εικ. 4. Γεωμετρικά χαρακτηριστικά και δυναμική θεώρηση της αναδυόμενης, ήδη πτυχυμένης οροσειράς. Στο κέντρο η πορεία της Μοχο υποδηλώνει τη ρίζα της οροσειράς. Πάνω αριστερά ρήγματα συσχετιζόμενα συμμετρικά με τις ήδη υπάρχουσες ΒΔ διευθυνόμενες πτυχές. Λεξιά τάφροισ που περιορίζονται από ρήγματα διατμήσεως ενώ το ιζηματογενές γέμισμα τους παραμορφώνεται από κατακόρυφα ρήγματα και διακλάσεις εφελκυσμού. Κάτω αριστερά η κατανομή της τάσεως που προτείνεται ενώ δίπλα δίνονται δίκτυα που έχουν προκύψει από επιλύσεις εστιακών μηχανισμών των σεισμών.

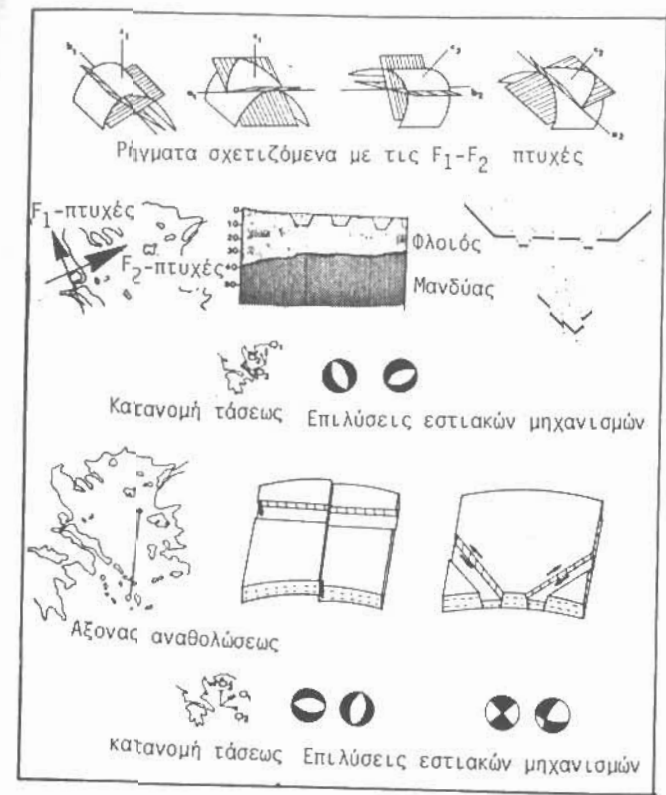


1



2

5. Ρήγματα διατμήσεως (αντιθετικές μεταπτώσεις) και διακλάσεις εφελκυσμού σε Νεογενή ιζήματα.



Εικ. 6. Γεωμετρικά στοιχεία και γεωδυναμικό μοντέλο της περιθωριακής λεκάνης. Στο κέντρο δίνεται η γεωμετρία του φλοιού με τις βαθιές ταφρογενείς λεκάνες των οποίων ο προσανατολισμός και η εσωτερική τεκτονική δίνεται δεξιά. Αριστερά δίνεται ο προσανατολισμός των δύο αξόνων των πτυχών της κύριας Αλπικής φάσεως, ενώ στην πάνω σειρά κατατάσσονται τα ρήγματα που είναι συμμετρικά τοποθετημένα προς αυτούς. Στην κάτω σειρά δείχνεται η κατανομή της τάσεως και τα δίκτυα που προκύπτουν από τις επιλύσεις των εστιακών μηχανισμών των σεισμών. Στο κάτω τμήμα της εικόνας δίνονται ο άξονας της μανδουακής αναβολώσεως του Αιγαίου και δίπλα στερεομοντέλα του σχηματισμού BBA και ΔΝΔ ρηγμάτων καθώς και της επαναεργοποιημένης παλαιότερων. Στην κάτω σειρά δίνεται η κατανομή της τάσεως και τα δίκτυα που προκύπτουν από τις επιλύσεις των εστιακών μηχανισμών των σεισμών.



χώσεως και συνεχίζουν μέχρι και σήμερα. Οι μεταλλικές αποθέσεις εδώ είναι μολυβδαίνο χαρακτήρα και επιδεικνύουν μια εξέλιξη στη κατακόρυφο προς λεπτομερέστερο υλικό, εκφράζοντας έτσι μια μείωση των ανοδικών κινήσεων προς τα ανατολικά. Συνοπτικά, σήμερα παρατηρείται ισχυρότερη ανύψωση στη Δυτική Ελλάδα απ' ότι στην Ανατολική. Το γεγονός αυτό έρχεται σε πλήρη συμφωνία με τις ισχυρότερες κινήσεις των Δυτικών και νότιων τμημάτων της Πελοποννήσου (Kellietat et al., 1977) και Κρήτης (Delibasis et al., 1980) από εκείνες των ανατολικότερων και βορειότερων αντίστοιχα.

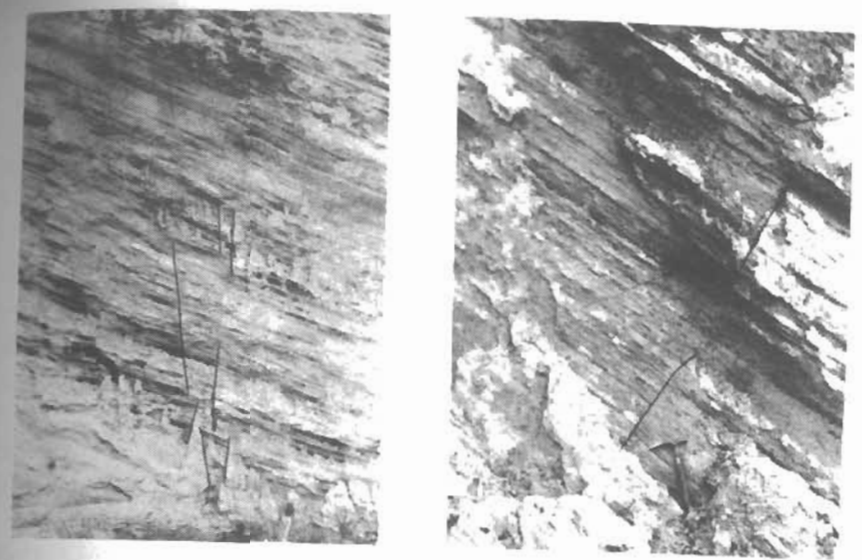
Η μεθορογενετική ανύψωση σε συνδυασμό με τα ΒΔ και ΒΑ ρήγματα που σχηματίζονται δίνουν γένεση σ' ένα έντονο ανάγλυφο που συχνά τροποποιείται από έντονες κατολισθήσεις (π.χ. νομός Ευρυτανείας, Αχαΐας κλπ., Δούτσος 1984).

Μετα από τα παραπάνω τοποθετείται:  $\sigma_1$  (άξονας μεγαλύτερης συμπίεσης) κατακόρυφος,  $\sigma_2$  (άξονας ενδιάμεσης συμπίεσης) παράλληλα προς τη διεύθυνση των Ελληνίδων και  $\sigma_3$  (άξονας μεγαλύτερης συμπίεσης ή μεγαλύτερου εφελκυσμού) κάθετα προς αυτές.

#### 4. Περιθωριακή λεκάνη

Η περιοχή του Αιγαίου φλοιού που εκτείνεται πίσω από το σημερινό ηφαιστειακό τόξο αποτελεί μια σύγχρονη περιθωριακή λεκάνη. Αυτή υπέστη αφ' ενός μεν την μεθορογενετική ανύψωση που επακολούθησε τις παλαιότερες ορογενετικές φάσεις (δες Jacobshagen et al., 1978) αφετέρου επηρεάζεται από το σύγχρονο μανδυακό διάπυρο (Makris 1973). Οι δύο αυτές γεωτεκτονικές διεργασίες γενικού οριζόντιου εφελκυσμού προκάλεσαν τον σχηματισμό ρηξιγενούς ιστού διαφορετικού προσανατολισμού.

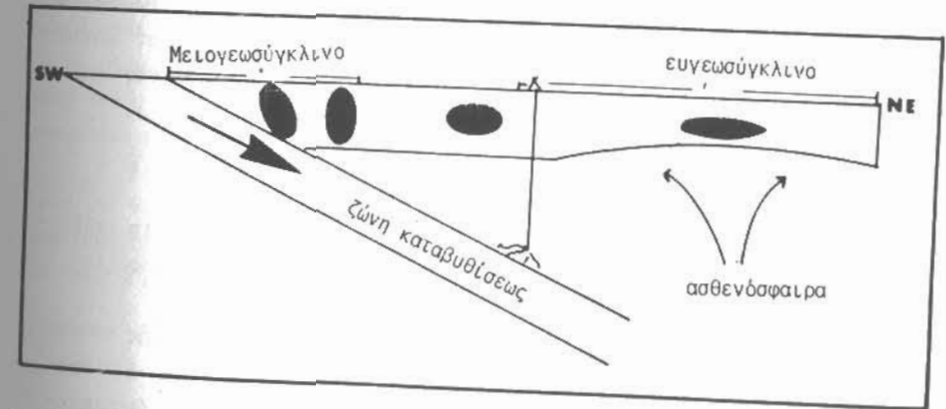
1. Οι μεθορογενετικές ανυψώσεις στην περιθωριακή λεκάνη σχηματίζουν ιζηματογενείς λεκάνες και ρηξιγενή ιστό ανάλογο με εκείνο της προηγούμενης ζώνης με τη διαφορά όμως ότι η ΒΑ τεκτονική διεύθυνση αντιπροσωπεύεται από ιζηματογενείς λεκάνες και ρήγματα σχεδόν ισοδύναμα με εκείνα της ΒΔ διεύθυνσεως. Το γεγονός αυτό οφείλεται στη διαφορετική δομή του υπόβαθρου που τοποθετήθηκε κατά την κύρια αλπική φάση κάθε τμήματος του Ορογενούς (Εικ. 6). Πιο συγκεκριμένα οι εσωτερικές Ελληνίδες φέρουν μια επιπλέον πτύχωση ΒΑ διεύθυνσεως (Zimmermann 1976, Jacobshagen et al. 1978) η οποία είναι αποτέλεσμα του υψηλού βαθμού παραμορφώσεως τους (Doutsos 1984). Μεγάλα κανονικά ρήγματα σχηματίζονται παράλληλα στο δεύτερο και νεότερο άξονα της πτυχώσεως και σήμερα επαναενεργοποιούνται. Έτσι η ασύμμετρη τάφρος των Σποράδων (Brooks & Ferentinos, 1980)



1

2

Εικ. 7. Κανονικά ρήγματα (I) που μετά από γενική στροφή των στρωμάτων επιδεικνύουν ένα φαινομενικό επωθητικό χαρακτήρα.



Εικ. 8. Γεωδυναμικό μοντέλο του Ελληνικού τόξου μεταξύ Ιονίου και Αιγαίου πελάγους. Στην περιθωριακή λεκάνη διακρίνεται η απολέπτυνση της λιθόσφαιρας που προκαλείται από την ανάδυση επαγωγικών ρευμάτων. Η ισοστατικός αναδυόμενη οροσειρά δυτικότερα της ηφαιστειακής αλυσίδας υφίσταται μια μετριέστερη λέπτυνση. Στην περιοχή συγκλίσεως σχηματίζεται μια πλάτυνση η οποία στη ζώνη προσαυξήσεως αντιπροσωπεύεται από ένα περιθωριακό ελλειψοειδές παραμορφώσεως.

1980), καθώς και η τάφος του Πρίνου στη θάσο που είναι γέμισμένη με μεταλλικά ιζήματα πάχους μέχρι 5 km (Pollak, 1980) γειτονεύουν με περιοχές ισχυρής ΒΑ πτυχώσεως.

2. Επιπροσθέτως απο το Πάνω Μειόκαινο ένα άλλο σύστημα ρηγμάτων ΔΝΔ και ΒΒΑ διευθύνσεως τέμνει και συχνά δημιουργεί λεκάνες μεταλλικών ιζημάτων στην περιθωριακή λεκάνη. Ιδιαίτερα αναπτύσσονται τα ΔΝΔ ρήγματα που προκαλούν τους γνωστούς μεγάλους σεισμούς της Βόλβης-Λαγκαδά, Αλμυρού, Σπερχελιάδος, Κορινθιακού κόλπου κλπ. Αν ληφθεί υπόψη ότι ο μεγαλύτερος άξονας της μανδυακής εναθλώσεως όπως προκύπτει απο τη βαρυτομετρία του Μακρί 1973 είναι ΒΒΑ διευθύνσεως, τότε τα ρήγματα αυτά αναπτύσσονται κάθετα και παράλληλα σ' αυτόν είναι δε ανάλογα με τα Q και S ρήγματα που σχηματίζονται στους πλουτωνίτες του Η. Cioos με τη διαφορά όμως ότι εδώ τα συναντούμε στο επικάλυμμα του ανυψούμενου μανδύα. Επιπλέον η μανδυακή αναθόλωση επαναενεργοποίησε τα παλιότερα ΒΔ και ΒΑ ρήγματα τα οποία αποκτούν ένα οριζόντιο ή πλάγιο χαρακτήρα (Εικ. 6).

Συμπερασματικά σύμφωνα με τα παραπάνω ολόκληρη η περιθωριακή λεκάνη θεωρείται εδώ σαν ένα τμήμα φλοιού που υφίσταται λέπτυνση λόγω εφελκυσμού διαρκώς απο το τέλος του Ηώκαινου. Σε αντίθεση ο Mercier 1977, δέχεται κατα το Κάτω Πλειόκαινο και Κάτω Πλειστόκαινο δύο φάσεις συμπίεσεως. Θα πρέπει όμως να σημειωθεί ότι κανονικά ρήγματα μετα απο γενική στροφή των στρωμάτων μπορεί να δίνουν φαινομενική εικόνα επωθήσεως (Εικ. 7). Επιπλέον έχουν παρατηρηθεί στα αρχικά στάδια πειραμάτων ταφρογενέσεως φαινόμενα συστολής· εξάλλου ο Η. Stille το 1947 είχε ήδη τονίσει ότι κατα την στροφή γεωλογικών στρωμάτων λόγω εφελκυσμού είναι δυνατόν να σχηματιστούν και επωθήσεις. Έτσι εξηγήθηκαν οι λεγόμενες "συμπεπιεσμένοι τάφοι" που είναι το χαρακτηριστικό παραμορφωτικό στύλ της Σαξωνικής Τεκτονικής.

##### 5. Γεωδυναμική θεώρηση

Συνοψίζοντας της γεωδυναμικές διεργασίες που συμβαίνουν κατα το τελευταίο στάδιο της συγκλίσεως της Ευρασιατικής και της Αφρικάνικης λιθσφαιρικής πλάκας επι της Γεωτραβέρσας που μελετήθηκε, τονίζονται τα εξής:

1. Η ζώνη προσαυξήσεως που βρίσκεται στο περιθώριο της Ευρασιατικής πλάκας χαρακτηρίζεται απο ένα περιστροφικό ελλειψοειδές παραμορφώσεως (Εικ. 8) σαν αποτέλεσμα της συγχρόνου επενέργειας φαινομένων κάμψεως και γενικής διατμητικής κινήσεως. Η γενική ελάττωση της παραμορφώσεως προς τα Δυτικά καθώς και η ύπαρξη μη περιστροφικών ελλειψοειδών παραμορφώσεως με τον μεγαλύτερο άξονα κατακόρυφο βρίσκονται σε αντίθεση με το μοντέλο "της αποκολλήσεως" και κινήσεως

λόγω βαρύτητας των καλυμμάτων απο το ήδη αναδυόμενο ανατολικότερα ευρισκόμενο Ορογενές. Φαίνεται λοιπόν ότι οι λιθσφαιρικές πλάκες στον Ελληνικό χώρο συγκρούονται "ενεργά" κάτω απο γενική συμπίεση και δ<sup>ο</sup> κινούνται "παθητικά" πάνω στα επαγωγικά ρεύματα της ασθενόσφαιρας. Τέλο τ ζώνη προσαυξήσεως αποτελεί ένα σημερινό μειογεωσύγκλινο.

2. Μετα την πύκωση η οποία συντελείται υποθαλασσίως ο φλοιός παχύνεται και αναδύεται ισοστατικώς. Αυτή η ανύψωση άρχισε στα Κεντρικά Ελληνικά καλύμματα το Άνω Ηώκαινο και συμπεριέλαβε σταδιακά τα Δυτικότερα τμήματα φθάνοντας μέχρι σήμερα τα νησιά του Ιονίου Πελάγους. Ταφρογενείς λεκάνες γεμισμένες με μεταλλικά ιζήματα καθώς και τεκτονικά παράθυρα σχηματίζονται παράλληλα στη διεύθυνση της πτυχωμένης οροσειράς αλλά σπανιότερα και κάθετα προς αυτήν. Οι κινήσεις αυτές εντείνουν τα μορφογενετικά φαινόμενα και ιδιαίτερα τις κατολισθήσεις με τελικό αποτέλεσμα τη λέπτυνση του φλοιού.

3. Η περιθωριακή λεκάνη φέρει τρεις ιστογενέσεις. Κατα την πρώτη σχηματίζονται λόγω ισχυρής παραμορφώσεως ΒΔ και ΒΑ πτυχές αντίστοιχα. Στο τέλος κάθε ορογενετικής φάσεως που άρχισε στη ΒΑ Ελλάδα το Μάλμιο και μετατοπίστηκε σταδιακά στη Κεντρική Ελλάδα μέχρι το Μέσο-Μειόκαινο αναπτύσσονται ισότιμα ρηξιγενείς ζώνες των παραπάνω διευθύνσεων. Απο το πάνω Μειόκαινο η περιοχή υφίσταται μια αναθόλωση με ΒΒΑ άξονα που οφείλει την γένεσή του σε άνοδο επαγωγικών ρευμάτων της ασθενόσφαιρας όπως πρότειναν οι Andrews & Sleep 1974. Σχηματίζονται ΔΝΔ και ΒΒΑ ρηξιγενείς ζώνες και τάφοι. Επιπλέον επαναενεργοποιούνται παλιότερα ρήγματα. Τα ρεύματα αυτά πρέπει να δεχτούμε ότι κατα τρόπους προσαρμόζονται παθητικά στα ανώτερα τμήματα του φλοιού διότι ακόμα και σήμερα ΒΔ και ΒΑ ρήγματα παρουσιάζουν κατακόρυφες μεταπτώσεως, προκαλούν συσσωρεύσεις ιζημάτων καθώς και σεισμούς απο τις επιλύσεις των εστιακών μηχανισμών των οποίων προκύπτουν κατακόρυφες συνιστώσες κινήσεως.

Η Αιγιακή περιθωριακή λεκάνη πρέπει να χαρακτηριστεί λόγω της γεωτεκτονικής της θέσεως, του γενικού οριζόντιου εφελκυσμού που υφίσταται, της ταχείας ιζηματογενέσεως καθώς και λόγω των ηφαιστειακών ενστρώσεων που περιέχει, σαν ένα σημερινό "επι-ηπειρωτικό γεωσύγκλινο" (Εικ. 8).

## REFERENCES

- Allan, T.D. & Morelli, G., 1971: A Geophysical study of the Mediterranean Sea, *Boll. Geof., Teor. Appl.* 13, 99-142.
- Andrews, D.J. & Sleep, N.H., 1974: Numerical modeling of tectonic flow behind island arcs. *Geophys. J.* 38, 237-251.
- Angelier, J., 1978: Tectonic evolution of the Hellenic Arc since the late Miocene. *Tectonophysics*, 49, 23-36.
- Auboin, J., 1959: Contribution à l'etude géologique de la Grèce septentrionale: Les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. Géol. des Pays Helleniques* 10:483 p.
- Bizu-Duval, B., Letouzey, J. & Montadert, L. 1978: Variety of margins and Deep basins in the Mediterranean. In: Watkins, J.S. et al., (eds). *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 29, 293-317.
- Brooks, M. & Ferentinos, G. 1980: Structure and evolution of the Sporades basin of the north Aegean trough, northern Aegean Sea. *Tectonophysics*, 68:15-30.
- Brunn, J.H., 1976: Über die Entstehung gefalteter Ketten: Kollisionstektonik und induzierte Bögen. - *Z.d.t. geol. Ges.* 127:323-335.
- Cloos, H. 1939: Hebung-Spaltung-Vulkanismus.- *Geol. Rdsch.*, 30:401-519
- Davis, E., 1957: Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladen provinz. *Publ. Vulk. Inst. Freidlaender* 6. Thesis, Zurich.
- Dennis, J. & Jacoby, W., 1980: Geodynamic Processes and Deformation in Orogenic belts. *Tectonophysics* 63, 261-273.
- Delibasis, N., Drakopoulos, J., Fytrolakis, N., Katsikatsos, G., Makropoulos, K. & Zamani, A., 1980: Seismotectonic investigation of Crete island and the Adjacent Areas. *Intern. Symp. on the Hellen. Arc. Trench.* 1:121-138.
- Doutsos, T. 1979: Zur plio-pleistozänen Tektonik Ost-Thessaliens. *Ann. Geol. Pays. Hellen.* 1979, 333-343.
- 1980: Postalpine Geodynamic Thessaliens.- *Z.d.t. geol. Ges.* 131:685-698.
- 1984: Structural Analysis of Central Hellenic Nappes. *N.Jb. Geol. Palaont. Abh.* 168, 1-22.
- 1984: Rockslides and avalanches in Achaia region. *Mineral wealth*, 30, 1-16. Athens.
- Finetti, I., 1976: Mediterranean Ridge: A young submerged Chain Associated with the Hellenic Arc, *Bollet. Geof. Teor. ed. Applic.*, 19, 31-65.
- Fleischer, U. 1964: Schwerestörungen im östlichen Mittelmeer nach Messungen mit einem Askania - Seegravimeter.- *Deutsch. Hydrograph.* 2. 17, H. 4, S. 154-164.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. & Mazzuoli, R., 1976: Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31:29-34.
- Giese, P. & Reuter, K., 1978: Crustal and structural features of the margins of the Adria microplate. In Closs H. et al. *Alps, Apennines, Hellenides, Inter. Union Comm. Geodynamics, Sci. Rep.*, 38:565-588.
- Hageman, J., 1977: Stratigraphy and sedimentary history of the Upper Cenozoic of the Pyrgos area (Western Peloponnesus, Greece). *Ann. Geol. Pays. Hellen.* 28, 299-333.
- Jacobshagen, V., Dürr, S., Kockel, F., Kopp, K. and Kowalczyk, G. 1978: Structure and Geodynamic evolution of the Aegean region. In. Closs. H. et al. *Alps, Apennines, Hellenides. Inter Union Comm. Geodynamics, Sci. Rep.*, 38:537-564.
- Jacobshagen, V., Skala, W. & Wallbrecher, E. 1978: Alpine Structure and Development of the Southern Pelion, Peninsula and of the North Sporades. In: Cloos, H. et al.: *Alps, Apennines, Hellenides. Inter. Union. Comm. Geodynamics Sci Rep.* 38:484-488.
- Jongsma, O., 1974: Heat flow in the Aegean Area. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.* 37, 337-346.
- Kelletat, D., Kowalczyk, G., Schröder, B. & Winter, K-P. A synoptic view on the neotectonic development of the Peloponnesian Coastal. regions. - *Z.d.t. geol. Ges.* 127, 447-465.



- Kowalczyk, G., Richter, D., Risch, H. & Winter K-P., 1977: Zur zeitlichen Einstufung der tektonischen Ereignisse auf dem Peloponnes. N.Jb. Geol. Palaont. Mh. 9, 549-564.
- Makris, J., 1973: Some geophysical aspects of the evolution of Hellenides. Bull. Geol. Soc. Greece, V(1): 206-213.
- 1976: A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. Tectonophysics, 36: 339-346.
- Mariolakos, I. 1976: Thoughts and view points on certain problems of the geology and tectonics of Peloponnesus (Greece). Ann. Geol. Pays Hell., 27:215-313.
- Mariolakos, I. & Papanikolaou 1980: The Neogene Basins of the Aegean Arc from the Paleogeographic and the Geodynamic point of view. Intern. Symp. on the Hellen. Arc. Trench. I: 383-399.
- Mckenzie, D.P., 1972: Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J.R. Astron. Soc., 30: 109-182.
- Mercier, J.L., 1977: Principal results of a neotectonic study of the Aegean Arc and its localisation within the Eastern Mediterranean. VI Colloqu. on the Geology of the Aegean Region. III:1281-1291 Athens.
- Mercier, J., Bousquet, B., Delibasis, N. Drakopoulos, I, Keraudren, B., Lemmelle, F. & Sorel, D. 1972: Deformations en compression dans le quaternaire des rivages ioniens (Cephalonie, Greece). Donnees neotectoniques et seismiques. C.R.Ac. Sci. Paris 275, 2307-2310.
- Monopolis, D. & Brunnenton, A., 1982: Ionian Sea (Western Greece): Its structural outline from drilling and geophysical data. Tectonophysics, 83:227-242.
- Papazachos, B.C. 1976: Seismotectonics of the Northern Aegean Area: Tectonophysics 33, 199-209.
- Papazachos, B.C. & Cominakis, P.E., 1971: Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc., - Jour. Geophys. Res. 76, 8517-8533.
- Papazachos, B.C. & Delibasis, N.D., 1969: Tectonic Stress Field and seismic Faulting in the Area of Greece. Tectonophysics, 7, 231-255.
- Paraskevopoulos, G., 1956: Über den Chemismus und die provinziellen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergussgesteine des agäischen Raumes und der benachbarten Gebiete. Tscherm. Mitt. 6, 1-72.
- Pollak, W. 1979: Structural and lithological development of the Prinos Kavala basin, Sea of Thrace, Greece. Ann. Geol. Pays Hellen. Tome hors serie 1979: 1003-1011.
- Rabinowitz, P.D. & Ryan, W.B.F. 1970: Gravity Anomalies and Crustal shortening in the Eastern Mediterranean, Tectonophysics 56, 585-608.
- Sanderson, D., 1979: The transition from upright to recumbent folding in the variscan fold belt in SW England. A model based on the kinematics of simple shear. J. Struct. Geol.:I, 171-180.
- Sorel, D., Nesteroff, W.D., Limond, J., Lemeille, F. & Sebrier, M. 1976: Mise en évidence de structures compressives sous marines plio-pléistocènes dans l' Arc égéen externe au large du Levkas (iles Ioniennes, Grèce). C.R. Acad. Sc. Paris 2820, 2045-2048.
- Zimmermann, J. & Ross, J. 1976: Structural evolution of the varadar root zone, northern Greece.- Geol. Soc. Am. Bull., 87: 1547-1550.
- Wunderlich, H.G., 1966: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. 367 S. Hochschultaschenbücher - Verlag. Mannheim.