

Πρακτικά	βου	Συνεδρίου	Μάιος	1992
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	XXVIII/1	σελ.	297-314
				Αθήνα
				1993
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.		pag.	Athens

ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΕΚΤΑΣΗ ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΚΑΙ ΑΝΥΨΩΣΗ ΤΟΥ  
 "ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ" ΤΟΥ ΨΗΛΟΡΕΙΤΗ ΣΤΟ  
 ΚΕΝΤΡΙΚΟ ΤΜΗΜΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΤΟΣΟΥ (ΚΡΗΤΗ, ΕΛΛΑΔΑ)

Α.ΚΙΛΙΑΣ\*, Χ.ΦΑΣΟΥΛΑΣ\*, Δ.ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ\*

Περίληψη

Κινηματική ανάλυση της παραμόρφωσης στην κεντρική Κρήτη έδειξε ότι η τεκτονική ανάπτυξη και αποκάλυψη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του πυρήνα της οροσειράς του Ψηλορείτη (Psiloritis metamorphic core complex), συνδέεται με μια, ευρείας κλίμακας, μειοκαινικής ηλικίας, σχεδόν οριζόντια, Β-Ν διεύθυνσης πλαστική έκταση και λέπτυνση ηπειρωτικού φλοιού. Το τεκτονικό αυτό καθεστώς αναπτύχθηκε κατά το στάδιο αποσυμπίεσης μιας, ολιγοκαινικής ηλικίας, υψηλής πίεσης συμπίεστικής τεκτονικής με Β-Ν διεύθυνση συμπίεσης και χαρακτηρίζεται από συνθήκες συνολικής ομοαξονικής παραμόρφωσης. Συμπίεση Α-Δ διεύθυνσης συνόδευσε τη μειοκαινικής ηλικίας, παραμόρφωση έκτασης, κατά τα τελευταία στάδια της.

Abstract

Kinematic analysis of deformation in the central Crete, indicated that structural evolution and exhumation of the metamorphic rocks, outcropping at the core of Psiloritis Mountains (Psiloritis metamorphic core complex), is associated with a regional scale, Miocene, subhorizontal, N-S directed, ductile extension and thinning of continental crust. This tectonic regime developed under bulk coaxial conditions and followed, at a depression stage, a high pressure, Oligocene N-S directed compression, which caused an overthickened prism in the Hellenic Arc. E-W directed compression, accompanied at the final stages the Miocene ductile extension.

Εισαγωγή

Με βάση τη μοντέρνα μεθοδολογία της κινηματικής ανάλυσης και της μελέτης των παραμορφώσεων (RAMSAY & HUBER 1983, 1987), παρουσιάζεται εδώ μια νέα ερμηνεία της τεκτονικής εξέλιξης της Κρήτης.

A. KILIAS - CH. FASOULAS & D. MOUNTRAKIS. Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis "metamorphic complex" in the central part of the Hellenic Arc (Crete, Greece).

\* Department of Geology, Aristotle University, Thessaloniki GR-54006, Greece.

Το νησί της Κρήτης βρίσκεται στο κέντρο του Ελληνικού τόξου και αναπτύσσεται παράλληλα προς τον κύριο άξονα του, που διαγράφεται από τις εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες (σχ.1).

Η σημαντική αυτή τεκτονική θέση της Κρήτης, αποτέλεσε από πολύ παλιά ένα ισχυρό κίνητρο για την εκπόνηση πλήθους γεωλογικών εργασιών από πολλούς ερευνητές. Στις εργασίες αυτές παρουσιάζεται μια έντονη συμπιεστική τεκτονική καλυμμάτων ως κυρία αιτία της προνεογενούς τεκτονικής δομής του νησιού, που διαμορφώθηκε τελικά κατά την Τριτογενή σύγκρουση των μικροπλακών της Απουλίας και της Ηπειρωτικής Ελλάδας (EPTING et al. 1972, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, JACOBSHAGEN et al. 1978, DÜRR et al. 1978, FYTROLAKIS 1980, WACHENDORF et al. 1980, GREILING 1982, KRAHL et al. 1983, BONNEAU 1984, HALL et al. 1984, KILIAS et al. 1986, MEULENCAMP et al. 1988, ALEXOPOULOS 1989).

Κατά τα τελευταία χρόνια μια σειρά εργασιών σε περιοχές ορογενετικής δράσης, θεωρεί τον ρόλο της εφελευστικής τεκτονικής, κατά το στάδιο αποσυμπίεσης μιας ευρύτερης παραμορφωσης, ως ένα σημαντικό παράγοντα για τη θερμική εξέλιξη και αποκάλυψη μεταμορφικών συμπλεγμάτων, που σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια υποβύθισης φλοιικών υλικών και σημαντικής αύξησης του πάχους του "πρίσματος επαύξησης" (ENGLAND & THOMSON 1984, SONDER et al. 1987).

Μεταμορφικά συμπλέγματα, όπου διασώζονται υφές-μάρτυρες μιας ιστορίας πολυμεταμορφωσης τριτογενούς ηλικίας, αποκαλύπτονται με τη μορφή ασυμμετρων δομών με κύρια Α-Δ ανάπτυξη σε ολη την έκταση του νησιού της Κρήτης, στα Λευκά Όρη στα δυτικά, στην οροσειρά του Ψηλορείτη στο κέντρο έως στην οροσειρά της Δίκτης στα ανατολικά (σχ.1).

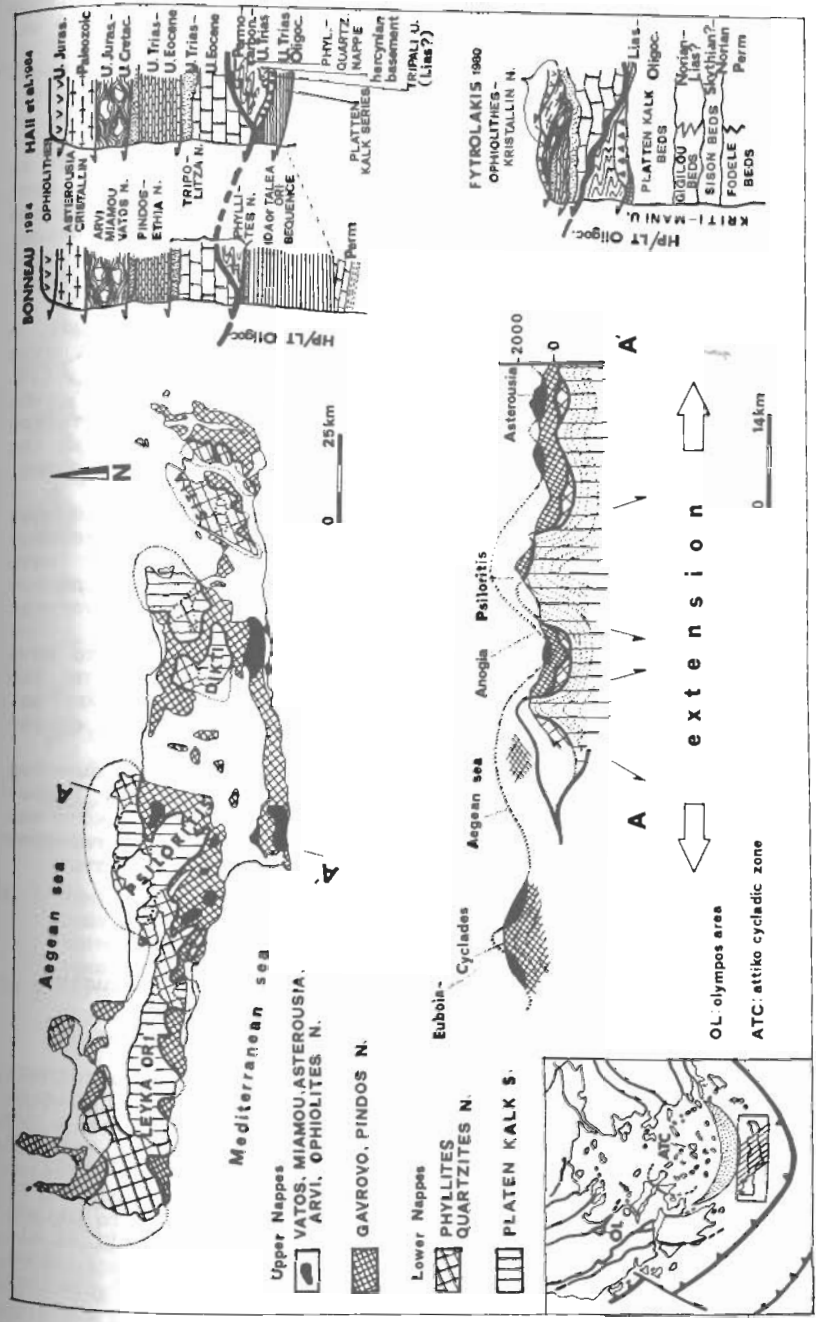
Σύμφωνα με τις παρατηρήσεις μας στο κεντρικό τμήμα του νησιού προτείνουμε, ότι η αποκάλυψη του "μεταμορφικού συμπλέγματος" του Ψηλορείτη συνδέθηκε κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαινού-Μεσοκαινού με μια, ευρείας κλίμακας, τεκτονική διαδικασία έκτασης ηπειρωτικού φλοιού. Ο εφελευσμός αυτός σημαδεύει όλες σχεδόν τις επαφές των τεκτονικών καλυμμάτων της Κρήτης και αποτέλεσε το εξελικτικό στάδιο, του συμπιεστικού γεγονότος, που είχε ως αποτέλεσμα την σημαντική αύξηση του πάχους του "πρίσματος επαύξησης", στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού τόξου κατά το Ολιγόκαινο.

**Γεωλογική δομή της Κρήτης**

Η Γεωλογία της Κρήτης χαρακτηρίζεται από μια πολύπλοκη, αλπικής ηλικίας, καλυμματική τεκτονική, καθώς και από μια σειρά τεκτονικών παραθυρών (σχ.1,2)

Ο ακριβής αριθμός των τεκτονικών καλυμμάτων, το ονομα τους, καθώς και η δομή τους, ποικίλει από συγγραφέα σε συγγραφέα (π.χ. EPTING et al. 1972, KUSS & THORBECKE 1974, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, FYTROLAKIS 1980, KRAHL et al. 1983, BONNEAU 1984, HALL et al. 1984).

Το πολύπλοκο αυτό οικοδόμημα ετερογενων καλυμμάτων αποτελείται από τη βάση προς τα πάνω, από (σχ. 1): Τη σειρά πλακωδών ασβεστολίθων ή ούστημα (sequence) Ταλεών ορέων ή ενότητα Κρήτης- Μάνης (EPTING et al. 1972, SEIDEL 1978, FYTROLAKIS 1980, KÖNIG & KUSS 1980, SEIDEL et al. 1982, HALL et al. 1984), την ενότητα Τριπαλίου (CREUTZBURG & SEIDEL 1975, KOPP & OTT 1977, FYTROLAKIS 1978, KRAHL et al. 1983, KILIAS et al. 1986), το κάλυμμα φυλλιτών-χαλαζιτών (CREUTZBURG & SEIDEL 1975, SEIDEL 1978, SEIDEL et al. 1982, KRAHL et al. 1983), το κάλυμμα Γαβρόβου-Τρίπολης (ZAGER 1972, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, KOPP



Σχ. 1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης του νησιού της Κρήτης και γεωλογική τομή (Α-Α'), δείχνοντας τη διαδοχική απολέπτυνση των τεκτονικών καλυμμάτων της Κρήτης.

Fig.1 Simplify geological map of Crete and geological cross section (A-A'), depicting the successive thinning of the nappes.

& ΟΤΙ 1977, FYTROLAKIS 1980, ALEXOPOYLOS 1989), το κάλυμμα της Πίνδου (SEIDEL 1971, BONNEAU & FLEYRY 1971), τα καλύμματα Άρβης, Μιαμού και Βάτου (VICENTE 1972, BONNEAU et al. 1974, BONNEAU & LYS 1978, FYTROLAKIS 1980, KRAHL 1982, BONNEAU 1984), το κάλυμμα των Αστερουσίων (DAVIS 1967, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, SEIDEL et al. 1981, BONNEAU 1984) και το Οφιολιθικό κάλυμμα (THORBECKE 1973, SEIDEL et al. 1981).

Η δομή αυτού του πολύπλοκου οικοδομήματος καλυμμάτων υπήρξε το αποτέλεσμα μιας πολύπλοκης τεκτονο-μεταμορφικής διεργασίας. Αυτή ξεκίνησε αρχικά στο Άνω Ιουρασικό και ολοκληρώθηκε στο Ανώτερο Τριτογενές, κατά τη διάρκεια εξέλιξης του ορογενετικού κύκλου, υποβύθισης/ηπειρωτικής σύγκρουσης, όπως περιγράφεται από τους JACOBSSHAGEN et al. 1978, WACHENDORF et al. 1980, FYTROLAKIS 1980, ALTHERR et al. 1982, BONNEAU 1984.

Στη συνέχεια περιγράφεται, σύμφωνα με τις παρατηρήσεις μας, η κινηματική και η πορεία της παραμορφωτικής αυτής διεργασίας στην κεντρική Κρήτη κατά το Ανώτερο Τριτογενές.

Με βάση την τεκτονική υφή και την μεταμορφική ιστορία καθ' ενός από τα τεκτονικά καλύμματα και παρατηρώντας ότι και αυτή η κατώτερη σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων μετακινήθηκε κατά την τεκτονική της εξέλιξη, χωρίσαμε το οικοδόμημα των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης, σε δύο μεγάλες ομάδες (σχ.1,6,7).

-Τα κατώτερα καλύμματα, που περιλαμβάνουν τη σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων και το κάλυμμα των φυλλιτών-χαλαζιτών. Αυτά υπέστησαν μια ολιγοκαινική, υψηλής πίεσης μεταμόρφωση και ανήκουν στην "κάτω πλάκα", που υποβυθίστηκε κατά το Ολιγόκαινο, όπως φανερώνουν τουλάχιστον, οι συνθήκες μεταμόρφωσης, που επηρέασαν τις δύο ενότητες κατά την εποχή αυτή.

-Τα ανώτερα καλύμματα, που περιλαμβάνουν όλα τα καλύμματα πάνω από το κάλυμμα των φυλλιτών-χαλαζιτών. Αυτά τα καλύμματα δεν επηρεάστηκαν από την ολιγοκαινική υψηλής πίεσης μεταμόρφωση και απετέλεσαν την "πάνω πλάκα", κατά τη διάρκεια εξέλιξης του ολιγοκαινικού αυτού υψηλής πίεσης γεγονότος.

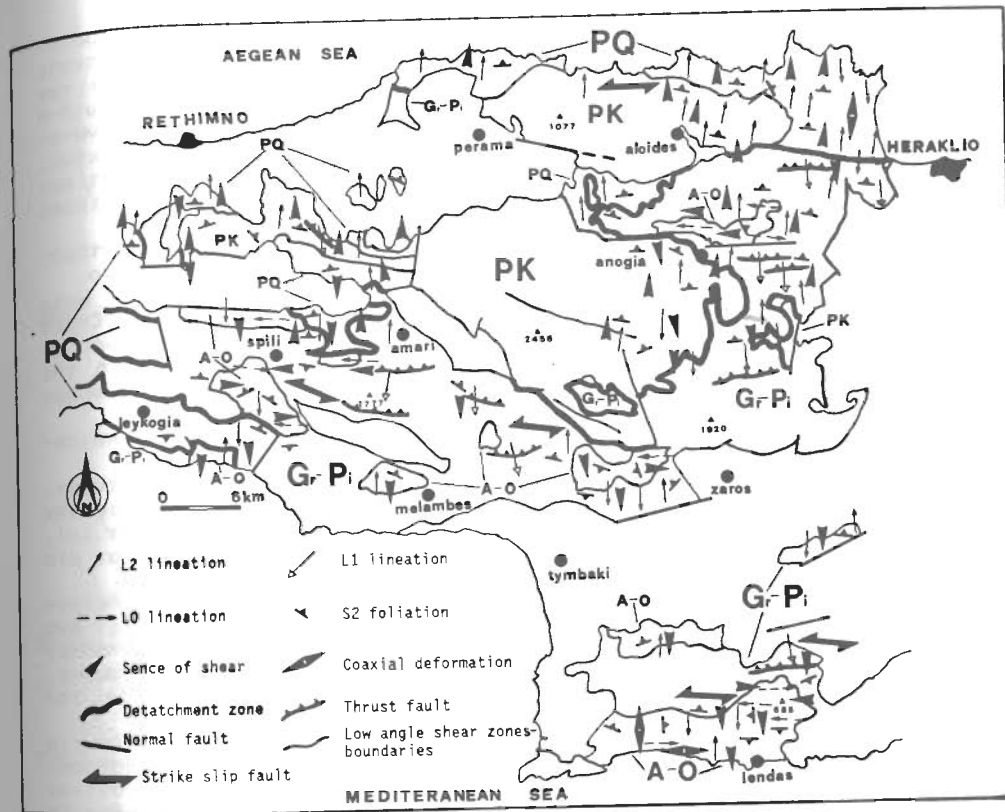
Στην κεντρική Κρήτη τα κατώτερα καλύμματα καταλαμβάνουν ένα μεγάλο τμήμα του ορεινού συγκροτήματος του Ψηλορείτη και των Ταλέων Ορέων. Αυτά αποκαλύπτονται με τη μορφή τεκτονικού παράθυρου, κάτω από το κάλυμμα του Γαβροβου και των υπολοίπων καλυμμάτων της ανώτερης ομάδας, σχηματίζοντας έτσι έναν "μεταμορφικό πυρήνα" πετρώματων.

**Το "Μεταμορφικό σύμπλεγμα του Ψηλορείτη". Κατώτερα καλύμματα.**

Γεωμετρία της τεκτονικής δομής.

Τα πετρώματα του "μεταμορφικού πυρήνα" του Ψηλορείτη υπέστησαν μια πολύπλοκη πολυφασική τεκτονομεταμορφική επεξεργασία, η αλπική ηλικία της οποίας τεκμηριώνεται από την στρωματογραφική ηλικία των ιζημάτων του πυρήνα (EPTING et al. 1972, FYTROLAKIS 1980) και την ισοτοπική ηλικία των μεταμορφικών επεισοδίων (SEIDEL et al. 1982).

Με δεδομένο ότι και η σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων και το κάλυμμα των φυλλιτών-χαλαζιτών μεταμορφώθηκαν αρχικά κατά το Ολιγόκαινο σε συνθήκες υψηλής πίεσης - χαμηλής θερμοκρασίας (SEIDEL et al. 1982), η παραμόρφωση τους θα πρέπει να θεωρηθεί ότι ακολούθησε παρόμοια πορεία και έλαβε χώρα σε ανάλογα επίπεδα. Ιδιαίτερα χαρακτη-



Σχ. 2. Τεκτονικός χάρτης της κεντρικής Κρήτης. PK σειρά πλακωδών ασβεστόλιθων, PQ κάλυμμα φυλλιτών-χαλαζιτών, Gr-Pi καλύμματα Γαβρόβου-Τρίπολης και Πίνδου, ΑΟ καλύμματα Άρβης, Βάτου, Μιαμού, Αστερουσίων και οφιολίθων.

Fig.2 Structural map in the area of Central Crete. PK: Platten kalk series, PQ: Phyllites-Quartzites nappe, Gr-Pi: Gavrovo-Tripolis and Pindos nappes, A-O: Arvi, Vatos, Miamou, Asterousia and Ophiolites nappes.

ριστικά αποτυπώνεται η τεκτονική υφή στην ενότητα των φυλλιτών-χαλαζιτών. Οι θέσεις των παρατηρήσεων μας φαίνονται στο σχ. 2. Ορισμένες εξ'αυτών περιγράφονται στις επεξηγήσεις των φωτογραφιών. Οι φωτογραφίες απεικονίζουν τις αντιπροσωπευτικότερες δομές καθενός από τα τεκτονικά γεγονότα που περιγράφονται.

Η αρχαιότερη δομή που αναγνωρίζεται είναι υπολειμματικές "intrafolial"-B1-πτυχές (σχ.6,7, φωτ. 1a), συνδεδεμένες με μια S1-οχιστότητα, ελάχιστες φορές όμως ορατή, αφού συνήθως περιστρέφεται παράλληλα στις υφές της επόμενης παραμόρφωσης. Οι πτυχωμένες B1 δομές διαγράφονται κυρίως από παλιές χαλαζιτικές φλέβες και έχουν κύρια B-N ανάπτυξη (σχ.3). Αποτελούν πιθανόν, τις υπολειμματικές υφές ενός αρχικού D1-συμπιεστικού γεγονότος, για το οποίο δεν μπορούμε να

έχουμε περισσότερες πληροφορίες.

Μεσοσκοπικής κλίμακας υφές παραμόρφωσης του δευτέρου παραμορφωτικού γεγονότος (D2) αποτελούν μια καλά διατηρημένη, διαμπερή S2-σχιστότητα (φωτ. 1a,b), που αποτελεί την κύρια σχιστότητα των κατώτερων καλυμμάτων και μια L2-γράμμιση έκτασης, με μια περίπου B-N διεύθυνση ανάπτυξης (σχ.2,3). Η γράμμιση αυτή ορίζεται από προσανατολισμένα, επιμηκυσμένα και ρηγματωμένα ορυκτά ή συσσωματώματα ορυκτών, καθώς και από την ανάπτυξη κρυσταλλών μέσα σε μια ομάδα εφελκυστικών φλεβών. Η S2-σχιστότητα αναπτύσσεται, σε γενικές γραμμές, με μικρές γωνίες κλίσεως, προς τα νότια ή βόρεια (σχ.3).

Στοιχεία προοδευτικής παραμόρφωσης έδειξαν τοπικά, μια αριστερόστροφη προς τα ΒΔ περιστροφή της διεύθυνσης έκτασης, στον χρόνο.

Εξελικτικά, σε μικρό και σε μέγα κλίμακα, αναπτύσσονται σε ψυχρότερες συνθήκες, εφελκυστικές συζυγείς μικρής γωνίας κλίσης ζώνες διάτμησης (Shear Bands), με έννοια της διάτμησης το επάνω προς τα βόρεια ή προς τα νότια (σχ.6,7, φωτ. 1a,e). Στο στάδιο αυτό της ολίσθησης παρατηρείται κατά τόπους ανάπτυξη ασύμμετρων S-, Z-μορφών πτυχών, με φορά αντίστοιχα προς τα βόρεια ή νότια.

Ακολουθούν σε ακόμη ψυχρότερες συνθήκες κνικ-πτυχές και κνικ-ζώνες.

Μια τρίτη γενεά ασύμμετρων, κλειστών έως ανοιχτών B22-πτυχών, κεκλιμένων προς τα Α ή Δ, αναπτύσσεται συχνά παράλληλα προς την L2-γράμμιση έκτασης πτυχώνοντας την S2-σχιστότητα (σχ.3, φωτ.1ε). Παράλληλα προς το αξονικό επίπεδο των πτυχών αυτών τοποθετείται μια νεότερη S22-σχιστότητα.

Ανάστροφα ρήγματα με ανάλογη κίνηση προς τα Α ή Δ συνοδεύουν συχνά το συμπιεστικό αυτό γεγονός, το οποίο φαίνεται να αποτελεί ένα εξελικτικό, σχετικά νεότερο στάδιο της Β-N διεύθυνσης D2-έκτασης, αποτέλεσμα αξονικής επιμήκυνσης (constrictional)-τύπου παραμόρφωσης. Ανάπτυξη δηλαδή μιας συμπιεστικής συνιστώσας στη διεύθυνση του Y-άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης του D2 γεγονότος.

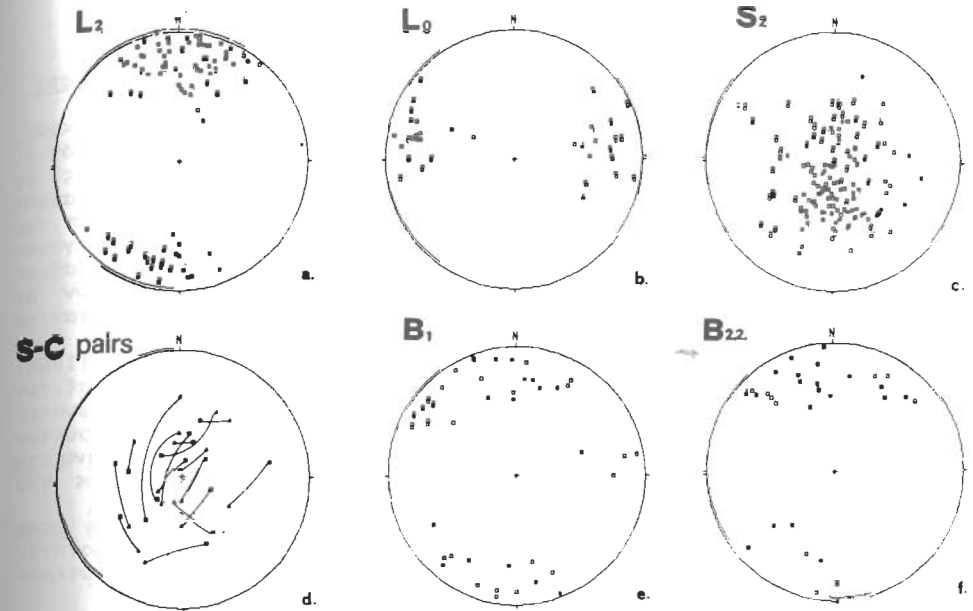
Τέλος μεγάλης γωνίας κλίσης ρήγματα (>70°) με σημαντική οριζόντια συνιστώσα κίνησης, διασχίζουν συχνά τα πετρώματα του υποβάθρου. Προκειται κυρίως για ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης αριστερόστροφες, οριζόντιες μετατόπισης ρηξιγενείς δομές, συχνά συνδεδεμένες με την ανάπτυξη ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, δεξιόστροφων οριζόντιας μετατόπισης ρημάτων (σχ.2). Θεωρούμε τη συζυγή αυτή ανάπτυξη των ρημάτων ταυτόχρονη, αποτέλεσμα μιας Α-Δ συμπίεσης, ανάλογης του D22-γεγονότος, και αντίστοιχης Β-N έκτασης (σχ.5d).

Η εμφάνιση Α-Δ διεύθυνσης κανονικών ρημάτων με σχεδόν κατακόρυφη συνιστώσα κίνησης, συνδεδεμένα παρόμοια με εφελκυσμό Β-N διεύθυνσης (σχ.2.5) και η εμφάνιση μικρής γωνίας μεταξύ των ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ διευθύνσεων, συζυγών, οριζόντιας μετατόπισης ρηξιγενών ζευγών, φανερώνει αξονικής επιμήκυνσης-τύπου παραμόρφωση.

Κινηματική της παραμόρφωσης.

Ως δείκτες κινηματικής χρησιμοποιήθηκαν, S-C-υφές, η συμμετρία των "mica fish", η συμμετρία S-, Z-μορφών πτυχών μέσα σε ετερογενείς ζώνες διάτμησης, η γεωμετρία εφελκυστικών ζωνών διάτμησης (ecc), η συμπεριφορά συμπαγών κλαστών μέσα σε πλαστικά παραμορφούμενη γειτονική μάζα και η ανάπτυξη σ- και δ-κλαστών (φωτ.1, RAMSAY & HUBBER 1983, 1987).

Η πλαστική D2-παραμόρφωση διασώζεται ως το κυρίαρχο τεκτονικό γεγονός στα μεταμορφωμένα πετρώματα των κατώτερων τεκτονικών καλυμμάτων. Η παραμόρφωση αυτή παρέχει έτσι χαρακτηριστικά κριτήρια για



Σχ. 3. Προανατολισμός μεσοσκοπικής κλίμακας, επίπεδης και γραμμικής υφές, στην περιοχή του "μεταμορφικού συμπλέγματος", του Ψιλορείτη: α. L2 γράμμιση έκτασης, β. L0 γράμμιση έκτασης, γ. S2 σχιστότητα, δ. S-C δομές του D2 γεγονότος, τετράγωνα S επιφάνειες, τρίγωνα C επιφάνειες, ε. Β άξονες των B1 ισοκλινών πτυχών, φ. Β-άξονες των B22 ασύμμετρων πτυχών.

Fig.3 Lower hemisphere, equal area projection (Schmidt diag.) of planar and linear fabrics, observed in the area of Psiloritis "metamorphic core complex": a. L2 stretching lineation, b. L0 stretching lineation, c. S2 foliation, d. S-C structures of D2 event, squares indicate S planes, triangles C planes, e. b-axis of B1 isoclinal folds, f. b-axis of the asymmetric B22 folds.

την ανάλυση της και την εξακρίβωση της έννοιας της κίνησης κατά τα στάδια εξέλιξης της. Οι επαναπτυχόμενες υπολειμματικές υφές της D1-παραμόρφωσης, δεν διασώζουν ασφαλή κριτήρια για την ανάλυση της κινηματικής στο αρχικό αυτό στάδιο παραμόρφωσης του "μεταμορφικού συμπλέγματος".

Όλοι οι δείκτες κινηματικής και τα κριτήρια διάτμησης δείχνουν, κατά την πορεία ανάπτυξης του D2-γεγονότος, είτε μια συνολική ομοαξονική-παραμόρφωση (φωτ. 1a,d), είτε τοπικά μη ομοαξονική ροή (φωτ.1δ,ε) με αντιθετική έννοια διάτμησης, συνδεδεμένη με τις εφελκυστικές ζώνες διάτμησης της D2-τεκτονικής (σχ.6, φωτ.1a). Αυτή η περιστροφική παραμόρφωση με σχετική απομάκρυνση των επί μέρους τεμαχίων, κατά μήκος των συζυγών ζωνών διάτμησης, φανερώνει το εφελκυστικό καθεστώς, στο οποίο έλαβε χώρα το D2-παραμορφωτικό γεγονός, επηρεάζοντας συγχρόνως σε μεγάλο βάθος τις προηγούμενες D1-δομές, μέχρι και τελείως εξαφανίσεις τους στο μεγαλύτερο μέρος του "μεταμορφικού συμπλέγματος" (σχ.2,6,7).

### Σχέσεις παραμόρφωσης-μεταμόρφωσης και ηλικία της παραμόρφωσης

Συγχρονα με τη S2-επιφάνεια ανάπτυξη προσανατολισμένων ορυκτών, ασβεσίτη, χαλαζία, χλωρίτη, ακτινολίθου, πράσινου βιοτίτη, επιδότου, αλβίτη και λευκού μαρμαρυγία, σιμοειδής ανάπτυξη Si-υφής σε περιστραφέντες κρυστάλλους αλβίτη και η συνέχεια της χωρίς διακοπή και σε συμφωνία στη Se=S2-σχιστότητα, δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία κατά μήκος των S2-επιφανείων, φανερώνουν ότι το D2-γεγονός αποτελεί συμμεταμορφική παραμόρφωση ως προς μια χαμηλού βαθμού M2-μεταμόρφωση. Πολυγωνικά σχήματα χαλαζία με όρια κόκκων σε ισορροπία και "τριπλά σημεία", δείχνουν μια συνεχιζόμενη στατική θέρμανση και μετά την παραμόρφωση.

Οι SEIDEL (1978), SEIDEL et al. (1982) και HALL et al. (1984) αναφέρουν επίσης, για το τεκτονικό κάλυμμα των φυλλιτών-χαλαζιτών την επίδραση μιας ανάδρομης πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης.

Η προσανατολισμένη ανάπτυξη και επιμήκυνση των συν-D2-ορυκτών και/η ο μηχανικός επαναπροσανατολισμός προυπαρχόντων ορυκτών πάνω στη S2-σχιστότητα, διαγράφουν την κυρίαρχη L2- γραμμωσή έκτασης του "μεταμορφικού συμπλέγματος" στην διεύθυνση Β-Ν.

Μερική αναπτύξη και ανακρυστάλλωση χλωρίτη και σερίκιτη κατά μήκος των S22-επιφανείων, δείχνουν ότι η προσφορά θερμότητας συνεχίζεται και σ' αυτό το στάδιο παραμόρφωσης των κατώτερων καλυμμάτων.

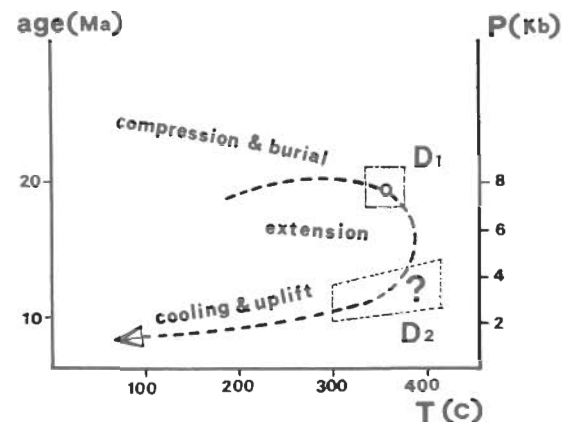
Όλες οι παρατηρήσεις σε συνδυασμό με το καθεστώς του εφελκυσμού, κατά το οποίο φαίνεται ότι εξελίχθηκε η D2 παραμόρφωση, τοποθετούν το συν-M2-, D2-γεγονός στο μονοπάτι αποσυμπίεσης ενός μεταμορφικού κύκλου (σχ.4).

Οι SEIDEL (1978), SEIDEL et al. (1982), περιγράφουν επι πλέον για την ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών και πλακωδών ασβεστολίθων μια HP/LT-μεταμόρφωση, σε συνθήκες γλαυκοφανιτικής-λωσονιτικής φάσης. Αυτή αποτελεί, πιθανόν, το σύγχρονο μεταμορφικό γεγονός με την υπολειμματική D1-παραμόρφωση, που θα πρέπει να εξελίχθηκε έτσι στο στάδιο της συσσωρευσης των καλυμμάτων και της πάχυνσης του "πρίσματος επαύξησης", στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού τόξου, ταυτόχρονα με την υποβύθιση (underplating) κάτω από την ηπειρωτική πλάκα των ανωτέρων καλυμμάτων, των δυο ηπειρωτικής προέλευσης ενότητων των φυλλιτών-χαλαζιτών και των πλακωδών ασβεστολίθων (σχ.7).

Το P,T,t διαγράμμα, σε σχέση με τα στάδια εξέλιξης των παραμορφώσεων, δίδεται στο σχ.4. Στοιχεία συνθηκών μεταμόρφωσης και απολυτής ηλικίας των μεταμορφικών γεγονότων προέρχονται από τους SEIDEL (1978), ALTHERR et al. (1982), SEIDEL et al. (1982).

Το υψηλής πίεσης μεταμορφικό επεισόδιο τοποθετεί, το τοπικά μόνο στην κεντρική Κρήτη διατηρημένο συμπίεστικό D1-γεγονός, στο Ολιγόκαινο. Αυτό εξελίχθηκε συγχρονα με μια υψηλής θερμοκρασίας, ολιγόκαινικής ηλικίας Barrow-τύπου μεταμόρφωση, στο εσωτερικό του τόξου, στην περιοχή των Κυκλάδων (ALTHERR et al. 1982). Ταυτόχρονα με τη λέπτυνση του φλοιού και τη διαφυγή μαζών στις Κυκλάδες την περίοδο αυτή (LISTER et al. 1984), αναπτύσσεται στην περιοχή της Κρήτης η συσώρευση των καλυμμάτων και η αύξηση του πάχους του φλοιού (σχ.1,7).

Το καθεστώς αυτό συμπίεσης ακολουθείται από την εκ νέου λέπτυνση του οικοδομήματος των καλυμμάτων και την M2-θέρμανση, τώρα στην περιοχή της Κρήτης.



Σχ. 4 Διάγραμμα πίεσης-θερμοκρασίας-χρόνου-παραμόρφωσης του "μεταμορφικού συμπλέγματος" του Ψηλορείτη. P-T-t συνθήκες από SEIDEL 1978 και SEIDEL et al. 1982.

Fig.4 P-T-t path of metamorphism and deformation in the area of Psiloriris "metamorphic core complex". P-T-t estimations are from Seidel 1978 and Seidel et al. 1982.

Αυτό σημαίνει ότι η λέπτυνση και η αναθέρμανση του φλοιού στον "μεταμορφικό πυρήνα" άρχισε αμέσως μετά το Ολιγόκαινο, μετατοπίζοντας έτσι τη συμπίεση ακόμη νοτιότερα (σχ.7).

### Τα ανώτερα τεκτονικά καλύμματα.

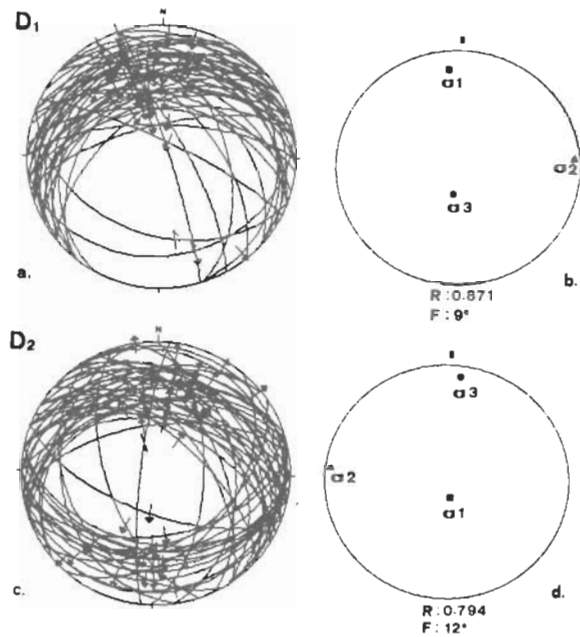
Τα ανώτερα τεκτονικά καλύμματα σχηματίζουν ένα εντελώς ετερογενές ούνολο τεκτονικών ενότητων και ακολουθούν κατά τη γνώμη μας ένα διαφορετικό μονοπάτι τεκτονομεταμορφικής εξέλιξης, από αυτό του "μεταμορφικού πυρήνα".

Στην ευρύτερη περιοχή του "μεταμορφωμένου δόμου" του Ψηλορείτη εμφανίζεται όλη η ακολουθία της ανώτερης ομάδας των καλυμμάτων. Τα επί μέρους καλύμματα όμως δείχνουν μια μεγάλη διακύμανση στη διατήρηση του πάχους τους, έτσι ώστε κατά τόπους να απολεπύνονται μέχρι μερικών μόνο μέτρων ή και να λείπουν εντελώς από την τεκτονο-στρωματογραφική στήλη, σχηματίζοντας σε μεγακλίμακα boudinage δομές (σχ.4,5). Συχνά παρατηρούνται οφιολιθικά πετρώματα κατευθείαν πάνω στα ιζήματα του καλύμματος της Γαβρόβου-Τρίπολης, ενώ πάνω στην κατώτερη ενότητα των πλακωδών ασβεστολίθων, κατ' ευθείαν χωρίς τη μεσολάβηση του καλύμματος των φυλλιτών-χαλαζιτών, τοποθετείται το αμεταμόρφωτο κάλυμμα του Γαβρόβου-Τρίπολης (σχ.1).

Πλαστικής παραμόρφωσης ολιγόκαινικής-μειοκαινικής ηλικίας δομές, ανάλογες μ' αυτές του "μεταμορφικού πυρήνα" δεν αναγνωρίστηκαν στα ανώτερα τεκτονικά καλύμματα. Αυτά στο αντίστοιχο διάστημα του Ολιγόκαινου-Μειοκαινού, φαίνεται να αντιδρούν ως μια περισσότερο άκαμπτη ηπειρωτική μάζα.

Αρχικά ως κύριες συμπίεστικές δομές αναπτύσσονται αναστροφα ρήγματα με A-D παράταξη και με κύρια φορά κίνησης προς Νότο (σχ.2,7). Ασύμμετρες, αναστραμμένες, γωνιώδεις πτυχές, με φορά προς Νότο, συνοδεύουν συχνά την προς Νότο λεπύση του ηπειρωτικού υλικού. Αντιθετικά αναστροφα ρήγματα (back thrust) με αντιθετική προς Βορρά





Σχ. 5 Ανάλυση παλαιοτάσεων των δύο κύριων εξελικτικών γεγονότων, συμπίεσης (D1) και εφελκυσμού (D2), στα ανώτερα τεκτονικά καλύμματα (R, ελλειπτικότητα του ελλειψοειδούς των τάσεων, F, διακύμανση).  
 Fig.5 Paleostress analysis of the two main evolutionary events (compressional D1, extensional D2), at the upper nappes (explanations in text).

φορά κίνησης, παρατηρούνται συχνά, ως συνοδές εξελικτικές δομές της κύριας προς Νότο λεπίωσης των ενότητων (σχ.2,7).

Με βάση την μέθοδο ANGELIER (1979) έγινε ανάλυση των παλαιοτάσεων ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) κατά το συμπιεστικό αυτό γεγονός (σχ.5). Υπολογίσθηκε έτσι, ότι ο  $\sigma_3$ -άξονας της μικρότερης τάσης, τοποθετείται με μεγάλη γωνία κλίσης στη διεύθυνση Βορρά-Νότου, ενώ ο  $\sigma_1$ -άξονας της μέγιστης τάσης είναι σχεδόν οριζόντιος, με ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση.

Πιστεύουμε ότι η ολιγοκαινικής ηλικίας αυτή συμπιεστική τεκτονική (CREUTZBURG & SEIDEL 1975, BONNEAU 1984), αποτελεί την έκφραση στην ανώτερη πλάκα, της υψηλής πίεσης D1-παραμόρφωσης που περιγράψαμε για τα κατώτερα καλύμματα (σχ.7).

Επαναδραστηριοποίηση των αναστροφών D1-ρηξιγενών δομών, ως κανονικών ρηγμάτων με αντιθετική έννοια κίνησης προς βόρεια ή νότια, καθώς και συζυγή ανάπτυξη νέων λυστρικών εφελκυστικών ρηγμάτων (φωτ.1f), με ανάλογη φορά κίνησης, ακολουθούν σε θραυσίγενείς (brittle) συνθήκες τη συσσώρευση των καλυμμάτων. Συγχρόνως αναπτύσσονται συντεκτονικές λεκάνες με μειοκαινικά ιζήματα (ΠΑΡΑΠΕΤΡΟΥΖΑΜΑΝΙ 1965, MEULENKAMP et al. 1977), τα οποία ιζήματα χαρακτηρίζουν έτσι την αρχική ηλικία αυτής της έκτασης της ανώτερης πλάκας, που λαμβάνει χώρα συνεπώς ταυτόχρονα με την πλαστική D2-έκταση του μεταμορφικού πυρήνα (σχ.6,7).

Ανάλυση των παλαιοτάσεων με την μέθοδο ANGELIER (1979), έδειξε ότι κατά το εφελκυστικό αυτό γεγονός, ο  $\sigma_3$ -άξονας αναπτύσσεται σε βόρεια-νότια διεύθυνση με πολύ μικρή γωνία κλίσης, παράλληλα δηλαδή στην L2 γράμμωση έκτασης, ενώ ο  $\sigma_1$ -άξονας είναι σχεδόν κατακορυφός (σχ.5).

Κnick-πτυχές και knick-ζώνες με Β-Ν ανάπτυξη συνοδεύουν συχνά αυτόν τον κατακερματισμό των ανώτερων καλυμμάτων στο Μειοκαινο, όπως και στα κατώτερα καλύμματα, ως μια constrictional-τύπου παραμόρφωση, σε ψυχρότερες όμως συνθήκες.

Σε όσες περιπτώσεις αναγνωρίσθηκε και μελετήθηκε το όριο μεταξύ του οικοδομήματος των ανώτερων καλυμμάτων και του "μεταμορφικού συμπλέγματος" της κατώτερης πλάκας, αυτό φαίνεται να αποτελεί μια ημι-πλαστική εφελκυστική ζώνη αποκόλλησης (detachment), με έννοια κίνησης ανάλογα το επάνω προς τα βόρεια ή προς τα νότια. Έτσι, στην εξέλιξη της έκτασης και της ανόδου του "μεταμορφικού συμπλέγματος" δημιουργείται μια κεκαμμένη συνολικά επιφάνεια αποκόλλησης.

Στη ζώνη αυτή καταλήγουν, εφ' όσον δεν επαναδραστηριοποιούνται, οι λυστρικές επιφάνειες των κανονικών ρηγμάτων της εφελκυστικής D2-τεκτονικής, καθώς και οι επιφάνειες των ορίων των ανώτερων καλυμμάτων, οι οποίες και αποτελούν ουσιαστικά μικρής γωνίας κλίσης κανονικά ρήγματα (σχ.1,6,7).

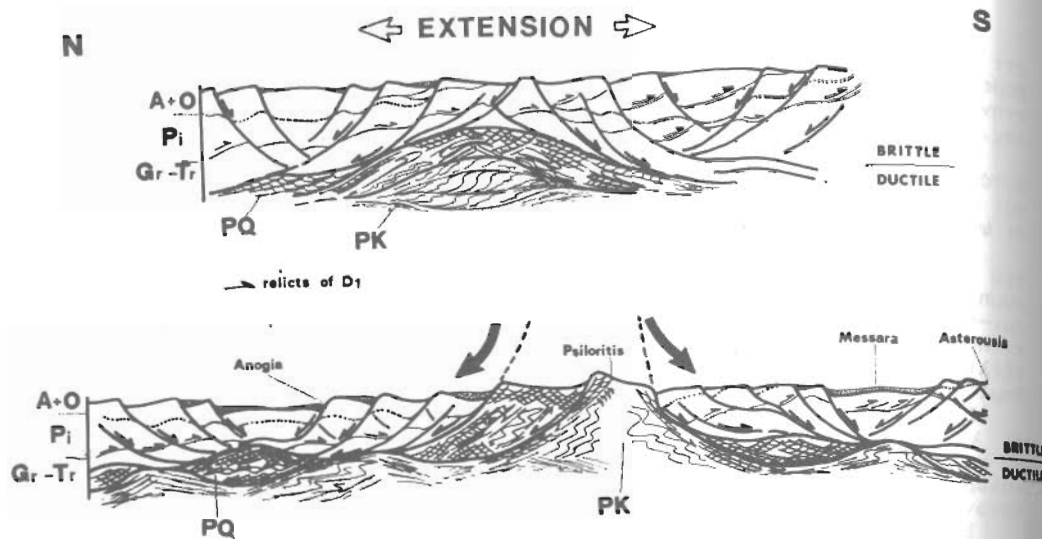
Εξ άλλου οι αλληπάλληλες παχύνσεις και απολεπτύνσεις των διαφόρων τεκτονικών καλυμμάτων, καθώς και η απουσία κατά θέσεις, ενότητων της τεκτονοστρωματογραφικής στήλης (σχ.1), δηλώνει ακριβώς την αποκόλληση και διαφυγή των τεκτονικών ενότητων σε ένα εφελκυστικό καθεστώς, που η συμμετρία του συμπίπτει με αυτό της πλαστικής D2-τεκτονικής των κατώτερων καλυμμάτων (σχ.5,6).

Επί πλέον στα μεταμορφωμένα μέλη των ανώτερων τεκτονικά καλυμμάτων αποτυπώνεται, πάνω σε μια παλιότερη επιφάνεια σχιστότητας, μια υπολειμματική ορυκτολογική L0-γράμμωση έκτασης με περίπου ΑΒΑ-ΔΝΔ ανάπτυξη (σχ.3,7), που δεν αναγνωρίσθηκε στην κατώτερη πλάκα, δηλώνοντας έτσι τη δράση μιας προ-ολιγοκαινικής D0-τεκτονικής. Η L0-γράμμωση έκτασης διαγράφεται αναλόγα από την παράλληλη ανάπτυξη και επιμήκυνση ορυκτών, κυρίως του χλωρίτη, χρυσόλιθ, ακτινόλιθου, πλαγιοκλάστου, επιδότου, και λευκού μαρμαρυγία. Στις θέσεις όπου παρατηρήθηκε η D0-τεκτονική, αυτή εκφράζεται ως ομοαξονική-παραμόρφωση (σχ.2), που έλαβε χώρα σε συνθήκες χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης.

Πιστεύουμε ότι η D0-παραμόρφωση αποτελεί τις υπολειμματικές υφές που συνδέονται με την εξέλιξη μιας ζώνης συρραφής, μεταξύ μιας παλιάς ηπειρωτικής μάζας, που αντιπροσωπεύεται σήμερα από το κρυσταλλοσχιστώδες του καλύμματος των Αστερουσίων και της εμπροσθοχωράς, που αντιπροσωπεύεται από το κάλυμα του Γαβρόβου-Τρίπολης, όπως προτείνεται και από τον BONNEAU (1984). Η τεκτονική αυτή σύγκρουσης προηγήθηκε της ολιγοκαινικής D1-συμπίεσης.

Οι αλτικής ηλικίας ενότητες μίγμάτων Αρβης, Μιαμού και Βάτου, που παρεμβάλλονται μεταξύ του κρυσταλλοσχιστώδους των Αστερουσίων και των καλυμμάτων της Πίνδου και Γαβρόβου, αντιπροσωπεύουν πιθανόν, μικρά υπολείμματα της αρχικής αυτής ζώνης συρραφής, που διασώθηκαν από την επίδραση των μεταγενέστερων ολιγοκαινικής-μειοκαινικής ηλικίας, D1-και D2-τεκτονικών γεγονότων. Για την ενότητα Βάτου περιγράφεται επιπλέον, μια πρό-ολιγοκαινική (ιουραϊκή ?) ΗΡ/ΛΤ-μεταμόρφωση (σχ.1, VICENTE 1972, BONNEAU & LYS 1978, KRAHL 1982).

Ανάλογη τεκτονοστρωματογραφία στην ηπειρωτική Ελλάδα και στις Κυκλάδες (σχ.1,7), αποτελεί την κύρια έκφραση της ηωκαινικής ηπειρωτικής σύγκρουσης και των συνοδών φαινομένων της, στο Ελληνικό ορογενές (JACOBSSHAGEN et al. 1978, DÜRR et al. 1978, LISTER et al.



Σχ. 6 Σχηματικές τομές που παρουσιάζουν τα στάδια εξέλιξης της μειοκαινικής ηλικίας, ηπειρωτικής έκτασης στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού τόξου και της ανόδου του "μεταμορφικού συμπλέγματος" του Ψηλορείτη. Συνθήκες πλαστικής παραμόρφωσης επικρατούν στα κατώτερα επίπεδα του φλοιού, ενώ συνθήκες θραυσίγενούς παραμόρφωσης επικρατούν στα ανώτερα επίπεδα του φλοιού. Απεικονίζονται ορισμένες δομές-δείκτες κινηματικής που αναπτύσσονται κατά την εξέλιξη του εφελκυσμού (συμβολισμοί όπως σχ. 2).  
 Fig.6 Schematic cross sections illustrating the Miocene evolutionary stages of the continental extension in the central part of the Hellenic Arc and the uplift of Psiloritis "metamorphic core complex". Ductile conditions are created at the lower levels of crust while brittle conditions at the upper. Also, structures -indicators of Kinematics formed during the evolution of the extension, are presented (symbols as Fig. 2).

1984, SCHLIESTEDT et al 1987, PAPANIKOLAOU 1987, SCHERMER et al. 1988, KILIAS 1991, KILIAS et al. 1990, KILIAS et al. 1991).

**Συμπεράσματα-Συζήτηση.**

Η κινηματική ανάλυση της παραμόρφωσης του οικοδομήματος των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης, έδειξε ότι στον χώρο αυτόν, πλαστική και θραυσίγενής παραμόρφωση ανιχνεύονται ως γεγονότα που λαμβάνουν χώρα ταυτόχρονα κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο σε διαφορετικό υψος στον φλοιό της γης, στην κατώτερη και ανώτερη πλάκα αντίστοιχα και διαχωρίζονται από μια κανονική θραυσίγενή -πλαστική detachment-ζώνη (σχ.6,7).

-Η εμφάνιση των αμεταμόρφωτων ιζηματογενών πετρωμάτων των ενοτήτων Γαβρόβου και Πίνδου, πάνω από τις μεταμορφωμένες ενοότητες των φυλλιτών-χαλαζιτών και πλακωδών ασβεστολίθων, η εμφάνιση των νεώτερης ηλικίας ιζημάτων των ενοτήτων Γαβρόβου και Πίνδου, πάνω από τα

παλιότερης ηλικίας πετρώματα της φυλλιτικής-χαλαζιτικής ενοότητας, η εμφάνιση κεκαμμένης εφελκυστικής detachment-ζώνης ρηγμάτων, στα όρια των κατώτερων και ανώτερων τεκτονικών καλυμμάτων, που χαρακτηρίζεται από συνθήκες ημιπλαστικής παραμόρφωσης και η εμφάνιση μυλωνιτικών πολυπαραμορφωμένων πετρωμάτων στα κατώτερα τεκτονικά καλύμματα, σε αντίθεση με την ανάπτυξη ταυτόχρονα, θραυσίγενούς τεκτονικής στα ανώτερα καλύμματα, οδηγούν στο να ερμηνευθεί το τεκτονικό παράθυρο του Ψηλορείτη ως ένα "μεταμορφικό συμπλέγμα πυρήνα" (metamorphic core complex), σύμφωνα με το μοντέλο του DAVIS (1983).

Ανάλογη δομή φαίνεται να αποτελούν επίσης και οι πυρήνες όλων των αντικλινικών οροσειρών της Κρήτης (Λευκά όρη, όρη Δίκτη, όρη Σπειτίας) (σχ.1).

-Η τεκτονική ανάπτυξη και τελικά η αποκάλυψη του "μεταμορφικού συμπλέγματος" του Ψηλορείτη συνδέεται με ένα μακροχρόνιο στάδιο μειοκαινικής εφελκυστικής τεκτονικής, που χαρακτηρίζεται από έναν σχεδόν οριζόντιο, Β-Ν διεύθυνσης κύριο άξονα εφελκυσμού. Ο εφελκυσμός αυτός έλαβε χώρα σε συνθήκες συνολικής ομοαξονικής παραμόρφωσης και προκάλεσε σημαντική λέπτυνση και διαφυγή ηπειρωτικών μαζών κατά μήκος εφελκυστικών ημιπλαστικών ζωνών διάτμησης. Το τεκτονικό αυτό καθεστώς ακολούθησε προοδευτικά και επηρέασε σε μεγάλο βαθμό τις δομές ενός, ολιγοκαινικής-μειοκαινικής ηλικίας, συμπίεστικού γεγονότος, που προκάλεσε τη συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και την αύξηση του πάχους του "πρίσματος επαύξησης" στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού τόξου, με σύγχρονη υποβύθιση ηπειρωτικού φλοιικού υλικού (σχ.7).

-Σχετικά νεότερη Α-Δ συμπίεση, αναπτύσσεται εξελικτικά κατά το Μέσο-Άνω Μειόκαινο, κάθετα στη διεύθυνση της κύριας έκτασης του οικοδομήματος των καλυμμάτων, χωρίς περιστροφή του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης. Η συμπίεση αυτή πιθανόν, διευκολύνει, κατά μήκος ρηξιγενών δομών, την υποοριζόντια διαφυγή των ηπειρωτικών μαζών σε μια διεύθυνση κάθετα προς την ανάπτυξη της.

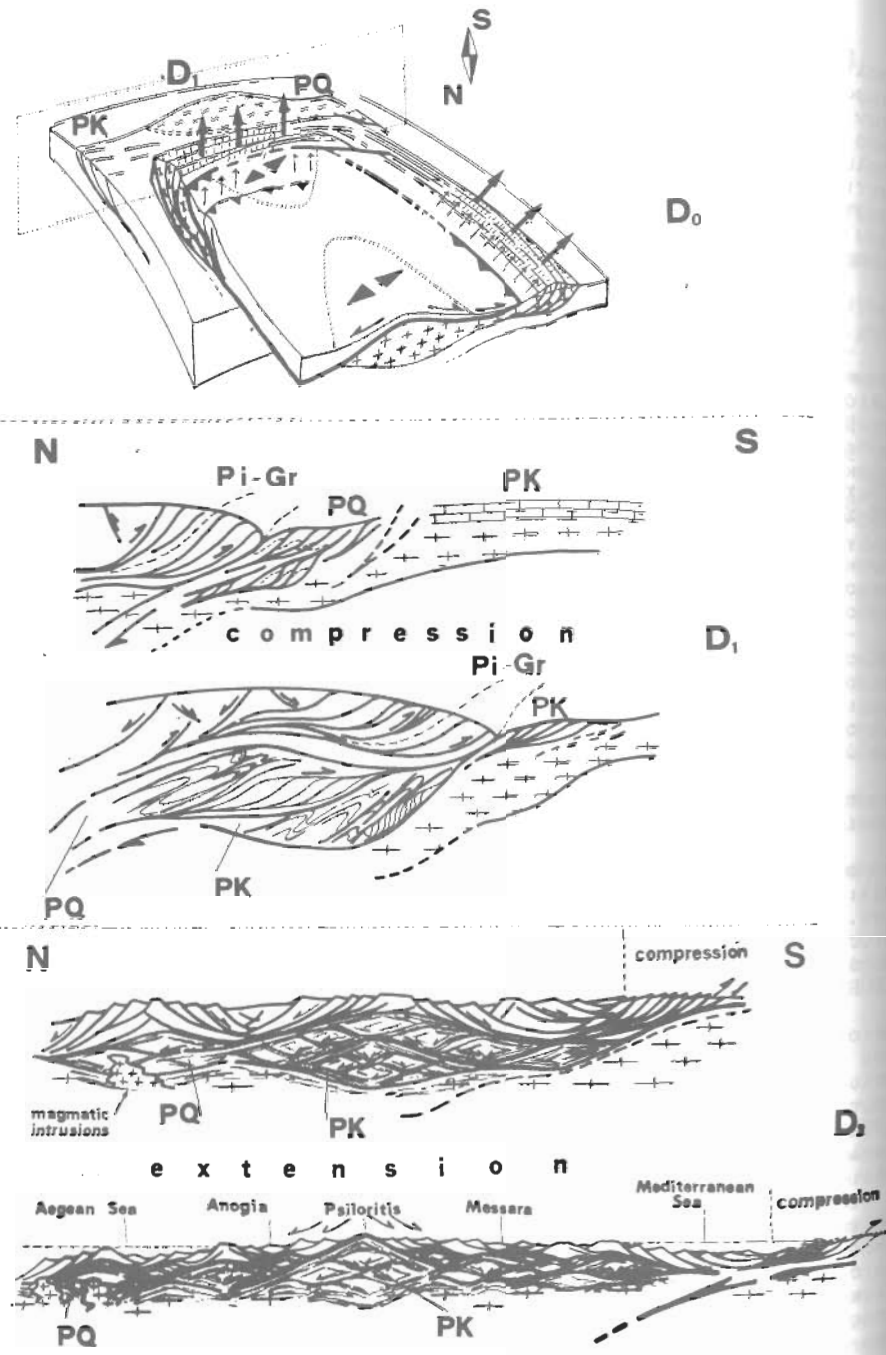
Αναπτύσσονται έτσι κατά το Μειόκαινο οι προουθέσεις για την ανάπτυξη ενός συμπίεστικού πεδίου στο μέτωπο των διαφυγόντων ηπειρωτικών μαζών και η μεταφορά της συμπίεσης προς τα νότια (σχ.7).

-Η σημαντική αυτή ολίσθηση και διαφυγή ηπειρωτικού φλοιού, οδηγεί προοδευτικά από το Άνω Μειόκαινο και μετά, στην άνοδο, ψύξη και τελικά αποκάλυψη του "μεταμορφικού συμπλέγματος πυρήνα" του Ψηλορείτη (σχ.6,7). Η σημαντική λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού κατά το διάστημα αυτό, διευκολύνει την άνω μειοκαινικής ηλικίας, μαγματική δράση εσωτερικά του "πρίσματος επαύξησης", στην περιοχή των Κυκλάδων (DÜRR et al. 1978, ANDRIESEN et al. 1979, ALTHERR et al. 1982).

Δυο κύρια μοντέλα θα μπορούσαν να προταθούν για την ερμηνεία της μειοκαινικής πλαστικής έκτασης-λέπτυνσης και αποκόλλησης στην περιοχή του παράθυρου του Ψηλορείτη: α. Βαρυτικό άπλωμα των τεκτονικών καλυμμάτων και ολίσθηση από τα τοπογραφικά υψηλότερα σημεία προς τα χαμηλότερα, αποτέλεσμα ανόδου ενός υπερπαχυμένου φλοιού (PLATT 1986). β. Ηπειρωτική πλάγια διαφυγή αποτέλεσμα ανάπτυξης ενός εφελκυστικού καθεστώτος σε αντίδραση μιας συμπίεσης σε υλικό του φλοιού (NEUBAUER 1988).

Η παρουσία ηπειρωτικού φλοιού που υποβυθίστηκε κατω από τα καλύμματα της ανώτερης πλάκας, ενισχύει την άποψη για την ανάπτυξη ενός σχεδόν οριζόντιου εφελκυστικού καθεστώτος και αντίστοιχης ολίσθησης μαζών, αποτέλεσμα πλαστικής ανόδου υποβυθισμένου φλοιικού υλικού. Η υπερπάχυνση εξ αλλού της σφήνας αποτέλεσμα της D1-σύμπίεσης, οδηγεί σε ανάλογη υπόθεση σχετικά με τον μηχανισμό ανάπτυξης του εφελκυστικού πεδίου και της λέπτυνσης του φλοιού.

Επί πλέον το κλασικό μοντέλο της πλάγιας διαφυγής ηπειρωτικών



Σχ. 7

Σχ. 7 Τεκτονική ανάπτυξη της περιοχής της κεντρικής Κρήτης, από το Κρητικό έως το Μειοκαινό (συμβολισμοί όπως σχ. 2). Την έκταση και λείπτυνση (D2-γεγονός), κατά το Μειοκαινό, της υπερπαχυμένητης D1, που ακολουθεί γρήγορη άνοδος και έκταξη του μεταμορφωτικού συμπλέγματος του Ψηλορείτη. Αναγνωρίζεται ένα παλαιότερο τεκτονικό καθεστώς (D0), με ανάλογη κινηματική και τεκτονο-στρωματογραφία, μ' αυτό των εσωτερικών Ελληνίδων, πλάγιας Κορινθιακού-Ηρακλείου (τομές χωρίς κλίμακα).

μαζών προυπερείται επιπέδη παράμορφωση. Εμείς παρατηρούμε λείπτυνση και αναθερμάνση ενός υπερπαχυμένου τμήματος του ηπειρωτικού φλοιού. Από την άλλη μεριά η προδευτική ανάπτυξη, στο Μέσο-Ανω Μειοκαινό, της Α-Δ διεύθυνσης συμπίεσης, σε συνδυασμό με την προς Δυσμάς διαφυγή της μικροπλάκας της Μικράς Ασίας (SENGÖR et al. 1985) και της αναμενόμενης αντίστασης της Ελληνικής ηπειρωτικής χώρας, κάνει πολύ πιθανή την παραδοχή του μοντέλου της ηπειρωτικής διαφυγής. Αυτή πραγματοποιήθηκε κάθετα προς τη διεύθυνση κίνησης της μικροπλάκας της Μικράς Ασίας, προς μια κατεύθυνση με την μικρότερη αντίσταση, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη στο μέτωπο των διαφυγόντων μαζών συμπιεστικού πεδίου τάσεων (σχ.7). Ως μια τέτοια κατεύθυνση θα μπορούσαμε να δούμε την σημερινή ενεργή, Ελληνική ζώνη βύθισης, προς την οποία εξελικτικά μετατοπίσθηκε η συμπίεση (σχ.7).

Οι MEULENKAMP et al. (1988) παραδέχονται την έναρξη ενός "roll-back" της Ελληνικής ζώνης βύθισης προς τη σημερινή της θέση κατά το Μέσο-Ανω Μειοκαινό (περίπου 13Ma). Το γεγονός συμπίπτει με την υπολογιζόμενη από τους LEPICRON & ANGELIER (1979) έναρξη του ανοίγματος της λακάνης του Νοτίου Αιγαίου.

Η συμμετρία επίσης, των μεγάλης γωνίας οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτων και των Α-Δ κανονικών συζυγών ρηγμάτων, που περιγράψαμε, ενισχύουν την παραδοχή του μοντέλου της ηπειρωτικής διαφυγής, το κέντρο της οποίας θα πρέπει να το αναζητήσουμε πιθανόν, σε εσωτερικότερο χώρο.

Η ταυτόχρονη εμφάνιση χαρακτήρων αμφοτέρων των προτεινόμενων μοντέλων λείπτυνσης και διαφυγής ηπειρωτικού υλικού, μας αφήνει να υποθέσουμε κατά την περίοδο του Μειοκαινού στην Κρήτη, ένα συνδυασμό εξέλιξης των γεγονότων των συνδεδεμένων με τα δυο μοντέλα. Η έκταση και λείπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού και προδευτικά η άνοδος του "μεταμορφωτικού συμπλέγματος" του Ψηλορείτη, θα πρέπει να προέβλεπαν, τόσο από πλάγια διαφυγή ηπειρωτικού φλοιού λόγω συμπίεσης του, όσο και από μια "βαρυτική αστάθεια", αποτέλεσμα της υπερπάχυνσης του ηπειρωτικού φλοιού κατά την περίοδο του Ολιγοκαινού-Μειοκαινού. Πιθανόν τα δυο γεγονότα να έλαβαν χώρα σε μια εξελικτική πορεία, το ένα μετά το άλλο.

Βιβλιογραφία.

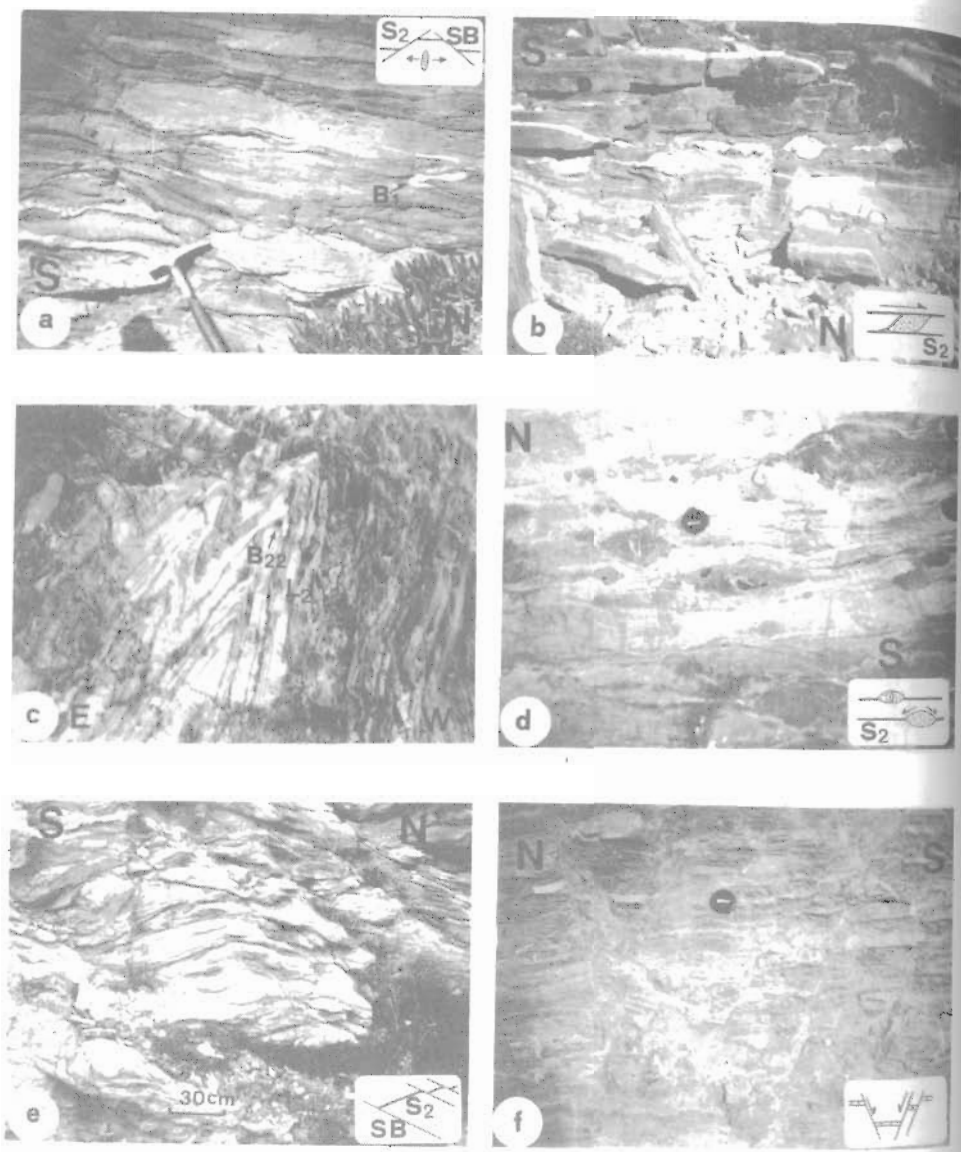
ALEXOPOULOS, A. (1989): Remarks on the geological structure of the area SW of Lassithi plateau (Greece). -Bull. Geol. Soc. Greece, XXIII/1, 131-144.  
 ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G.-A., KELLER, J., HARRE, W. & HOHNDORF, A. (1982): A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). -Geol. Jb., 97, 97-164.  
 ANDRIESEN, P.-A., BOELRUK, N.-A., HERBEDA, E.-H., PRIEM, H.-M., VERDURMEN, E.-A., & VERSCHURE, R.-H. (1979): -Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen at Naxos (Cyclades, Greece). -Contr. Miner. & petrol., 69, 215-225.  
 ANGELIER, J. (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. -Tectonophysics, 56, 117-126.  
 BONNEAU, M. (1984): Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. -Geol. Soc. London, sp. publ., 17, 517-527.  
 BONNEAU, M. & FLEURY, J.-J. (1971): Précisions sur la série d'Ethia (Crete, Grèce): existence d'un premier flysch mesocretacé. -C.r. Seances Acad. Sci. Paris, 272, 1840-1842.  
 BONNEAU, M. & LYS, M. (1978): Sur la presence de Permien fossilifere dans l' unite de Vatos (Crete): sa nature interne et l' ampleur des charriages dans l' arc egeen. -C.r. Seances Acad. Sci. Paris, 287, 423-426.  
 BONNEAU, M., BEAUVAIS, L. & MIDDLEMISS, F.-A. (1974): L' unite de Miamou (Crete, Grèce) et sa macrofaune d' age Jurassique superieur (Brachiopods, Madreporaires). -Ann. soc. geol. Nord, 94, 71-85.  
 CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des präneogens auf Kreta. -N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 149, 363-383.  
 DAVI, Γ. (1977): Über das Vorkommen granitischer Gesteine innerhalb des metamorphen Systems der Asterousia-Gebietes der Insel Kreta. -Prac. Acad. Athens, 42, 253-270.



- DAVIS, G.H. (1983): A shear zone model for the origin of metamorphic core complex. -Geology, 11, 342-347.
- DÜRR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. (1978): The median Aegean crystalline belt. Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. - In: Cloos, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (eds), Alps, Apennines Hellenides. E. Schweizerbart'sche verlag, 445-476.
- ENGLAND, P.-C. & THOMPSON, A.-B. (1984): Pressure-temperature-time marks of regional metamorphism beat transfer during the evolution of region of thickened continental crust. -Journ. of Petrol., 25, 881-928.
- EPTING, M., KUDRASS, H. & SCHAFFER, A. (1972): Stratiographie et position des series metamorphiques aux Talea Ori. -Z. dt. geol. Ges., 123, 365-370.
- FYTROLAKIS, N. (1978): Συμβολή στη γεωλογική έρευνα της Κρήτης. - Δεσφ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., XIII/2, 101-115.
- FYTROLAKIS, N. (1980): The geological structure of Krete. Problems, observations and conclusions. -Habil. Thesis. Nat. Techn. Univ. Athens, 147 S.
- GREILING, R. (1982): The metamorphic and structural evolution of the phyllite-quartzite nappe of western Crete. -J. struct. geol., 4, 3, 291-297.
- HALL, R., AUDLEY-CHARLES, M.-G. & CARTER, D.-J. (1984): -The significance of Crete for the evolution of the eastern Mediterranean. -Geol. soc. London, sp. publ., 17, 499-516.
- JACOBSHAGEN, V., DÜRR, ST., KOCKEL, F., KOPP, K.-O., KOWALCZYK, G., BERKEHMÉR, H. & BÜTTNER, D. (1978): Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. -In: Cloos, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (eds), Alps, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbart'sche Verlag, 537-564.
- KILIAS, A. (1991): Transpressive Tektonik in den zentralen Helleniden. Änderung der Translationspfade durch die Transpression (Nord-Zentral-Griechenland). -N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. 1991(5), 291-306.
- KILIAS, A., SOTIRIADIS, L. & MOUNTRAKIS, D., (1986): New data concerning the structural geology of the Western Crete. The transpressive carbonate mass of the Herospilion Area. -Geol. Geoph. res. Special Issue IGME, 213-223.
- KILIAS, A., FRISCH, W., RATSCHBACHER, L. & SFEIKOS, A. (1990): Structural evolution and P/T conditions of metamorphism of blue schists of E. Thessaly (Greece). -5th Congr. Geol. Soc. Greece, Thessaloniki, 81-99.
- KILIAS, A., PASOULAS, CH., PRINIOTAKIS, M., FRISCH, W. & SFEIKOS, A. (1991): Deformation and HP/LT Metamorphic conditions and at the tectonic window of Kranea (W. Thessaly, N. Greece). -Z. dt. geol. Ges., 142, 87-96.
- KÖNIG, H. & KUSS, S. (1980): Neue Daten für Biostratigraphie des permotriadischen Autochthonus der Insel Kreta (Griechenland). -N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, 525-540.
- KOPP, K.-O., OTT, E. (1977): Spezialkartierungen in Umkreis neuer Fossilfunde im Trypali- und Tripolitsa-Kalken West-Kretas. -N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, (5), 217-238.
- KRAHL, J. (1982): The significance of the Blue Schists in the Area of Monastery Preveli, south-western part of central Crete, Greece. -International Symp. on the Hellenic arc and trench (H.E.A.T.), Proceedings v. 1, 324-342.
- KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FORSTER, O. & HEINRITZ, F. (1983): Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). -Geol. Rdsch., 72, 1147-1166.
- KUSS, S.-E. & THORBECKE, G. (1974): Die präneogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre korellierbarkeit im agaischen Raum. -Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, 64, 39-75.
- LEPICHON, X. & ANGELIER, J. (1979): The Hellenic Arc And Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. -Tectonophysics, 69, 1-42.
- LISTER, G.-S., BANGA, G. & FEENSTRA, A. (1984): Metamorphic core complexes of cordileran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. -Geology, 12, 221-225.
- MEULENCAMP, J.-E., JONKERS, A. & SPPAK, P. (1977): Late Miocene to early Pliocene development of Crete. -VI Col. Geol. Aegean region, Athen, 269-280.
- MEULENCAMP, J.-E., WORTEL, M.J.R., VAN WAMEL, W.-A., SPAKMAN, W. & HOOGERDUYNSTRATING, E. (1988): On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. -Tectonophysics, 146, 203-215.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalmkristallins (Ostalpen). -Abh. Geol. Bundesanst., 42, 1-137.
- PAPANIKOLAOU, D. (1987): Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece). -In: Helgeson H.-C. & Schuling R.-D. (eds), Chemical Transport in Metasomatic Processes, 429-450.
- PAPAPETROU-ZAMANH, A. (1965): A contribution to the Neogene of the Heraklion Area (Crete isl.), (in Greek). -Ann. Geol. Pays Hell., 16, 207-232.
- PLATT, J.-P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. -Geol. Soc. America Bull., 97, 1037-1054.

- RAMSÄY, G.J. & HUBER, I. M. (1983/1987): The techniques of modern structural geology, vol. 1 & 2. -Academic press Inc. XIII+307 S. & XII+700 S.
- SCHERMER, E., LUX, D. & BURCHFIELD, B. (1988): Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region (Greece). -4rd Congr. Geol. Soc. Greece, 3-15.
- SCHLIESTEDT, M., ALTHERR, R. & MATTHEWS, A. (1987): Evolution of the Cycladic crystalline complex. Petrology, isotope geochemistry and geochronology. -In: Helgeson H.-C. & Schuling, R.-D. (eds), Chemical Transport in metasomatism, 76-94.
- SEIDEL, E. (1971): Die Pindos-Serie in West Kreta, auf der Insel Gavdos und im Kedros-Gebiet (Mittelkreta). -N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137, 443-460.
- SEIDEL, E. (1978): Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas. -Habil.-Schr. Techn. Univ. Braunschweig, 145 S.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene High Pressure Belt in the external Hellenides. -Geol. Jb., E 23, 165-206.
- SEIDEL, E., OKRUSCH, M., KREUZER, H., RASCHKA, H. & HARRE, W. (1981): Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system, petrology and geochronology: Part 2. Synopsis of high temperature metamorphics and associated ophiolites. -Contr. mineral. petrol., 76, 351-361.
- SENGÖR, A.-M., GÖRÜR, N. & SAROĞLU, F. (1985): Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape, Turkey a case study. - Soc. Econ. Paleont. Mineral Spec. Publ., 37, 227-264.
- SONDER, L.-J., ENGLAND, P.-C., WERNICKE, B.-P. & CHRISTIANSEN, R.-L. (1987): A physical model for cenozoic extension of western North America. -In: Coward, M.-P., Dewey, W.-D. & Hancock, P.-L. (eds), Continental extensional tectonics. - Geol. soc. London, sp. publ., 28, 187-201.
- THORBECKE, G. (1973): Die Gesteine der Ophiolith-Decke von Anogia/Mittel kreta. -Berichte Naturforsch. Gesell. Freiburg, 63, 81-92.
- VICENTE, J.-C. (1972): Etude geologique de l'île de Gavdos (Grece), la plus meridional de l'Europa. - Bull. Soc. geol. France, 12, 81-92.
- WACHENDORF, H., GRALLA, P., KOLL, J. & SCHULZE, I. (1980): Geodynamik des Mittelgriechischen Deckenstapels (nordliches Dikti-Gebirge). -Geot. Forsch., 59, 1-72.
- ZAGER, D. (1972): Sedimentologie der Tripolitsakarbonate im nördlichen Mittelkreta. -Diss., Univ. Freiburg, 1-165.

Χαροκό Βιβλιοθήκη "Θεόφραστos" - Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.



Φωτ.1. α: "Intrafoliale" B1 πτυχές, εφελκυστικές διακλάσεις κάθετα στην S2 σχιστότητα και ανάπτυξη θυζώνων εφελκυστικών ζωνών διάτμησης στο κάλυμμα των φυλλιτών-χαλασιτών, (Εθν. όρος Ηρακλείου-Ρεθύμνου). β: σ-κλάστες και S2 σχιστότητα στην σειρά των πλακών ασβεστολιθών, (Ψηλορείτης, νότια από τα Άνωγεια). γ: Ασύμμετρες B22 γωνιώδεις πτυχές με κίνηση προς τη δύση στο κάλυμμα των φυλλιτών-χαλασιτών, (Εθν. όρος Ηρακλείου-Ρεθύμνου). δ: Ανάπτυξη συμμετρικών ρογίνιας ζωνών και εφελκυστικών διακλάσεων κατά την D2 παραμόρφωση, στο κάλυμμα φυλλιτών-χαλασιτών, (Δυτικά του Ηρακλείου). ε: Μικρές γωνίες εφελκυστικές ζώνες διάτμησης κατά το D2 γεγονός, στο κάλυμμα φυλλιτών-χαλασιτών, (Εννοία της διάτμησης το επάνω προς Βόρεια, (περιοχή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.) κλάματος Λαρόβου-Γρίτσας).