

## ΝΕΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΟΡΙΟΘΕΤΗΣΗ ΤΩΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΠΑΓΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΣΙΔΗΡΟΝΕΡΟΥ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΡΟΔΟΠΗ\*

Ε. ΜΠΟΣΚΟΣ<sup>1</sup>, Ι. ΧΑΤΖΗΠΑΝΑΓΗΣ<sup>2</sup> & Π. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ<sup>2</sup>

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ενότητα Παγγαίου και η τεκτονικά υπερεκείμενη ενότητα Σιδηρόνερου παρουσιάζουν εμφανείς διαφορές στο βαθμό μεταμόρφωσης. Στην ενότητα Παγγαίου, οι μέγιστες θερμοκρασίες που επικράτησαν κατά τη μεταμόρφωση, χαρακτηρίζουν συνθήκες μεταβατικής ζώνης μεταξύ πραιοσχιστολιθικής και αμφιβολιτικής φάσης, ενώ στην ενότητα Σιδηρόνερου ανώτερης αμφιβολιτικής φάσης. Το τεκτονικό όριο μεταξύ των δύο ενότητων βρίσκεται, συνήθως, σε απόσταση 2 μέχρι 10 Km βορείως των μαρμάρων Φαλακρού, με εξαίρεση την περιοχή Πολυνερίου-Σταυρούπολης, στην οποία η ενότητα Σιδηρόνερου βρίσκεται σε άμεση επαφή με τα μάρμαρα Φαλακρού. Μεταξύ των μαρμάρων Φαλακρού και της ενότητας Σιδηρόνερου παρεμβάλλονται τεκτονικά λείπια, τα οποία λιθοστρωματογραφικά ανήκουν στη σειρά των εναλλαγών γνευσίων - σχιστολίθων - αμφιβολιτών - μαρμάρων και στη σειρά των ορθογνευσίων της ενότητας Παγγαίου.

### ABSTRACT

The Greek part of western Rhodope has been subdivided into the lower (Pangaeon) and the Upper (Sideronero) tectonic Units (Papanikolaou and Panagopoulos, 1981, Papanikolaou, 1984).

The Pangaeon unit consists, from the base to the top, of orthogneisses (representing pre-Alpine basement), an alternating pelitic gneisses- mica schists-marble series with intercalations of amphibolites, and a thick marble series (the so-called Falakron marbles) on the top. The Sideronero unit consists of migmatitized quartzo-feldspathic and pelitic gneisses, amphibolites and marbles. Pegmatites cross-cutting all lithologies are common in the Sideronero unit.

Both tectonic units have been successively metamorphosed under high-, medium- and low-pressure conditions, during Alpine orogeny. The peak metamorphic conditions of the high P/T metamorphism as well as those prevailed during exhumation are different in the two tectonic units.


In Pangaeon unit the orthogneisses are represented by the mineral assemblage Kfs-Ab-Olg-Qtz-Phen/Ms±Bj, the pelitic gneisses and mica schists by the mineral assemblage Ab-Olg-Qtz-Phen/Ms-Bi±Kfs±Grt±Cld+Chl±Cc, and the amphibolites by Hbl±Grt-Ab (An<sub>0.8</sub>)-Pl (An<sub>32</sub>)-Czo-Chl-Qtz-Rt-Tit. In this unit P-T conditions of ≈12 Kbar and 520°C are estimated for the high-pressure metamorphism. This is based on the maximum Si-content (6.9 atoms p.f.u.) in phengites of the gneisses and the mineral assemblage Grt-Cld-Chl in metapelites (Mposkos 1991, 1994). The medium-pressure stage of metamorphism is characterized by upper greenschist-lower amphibolite facies conditions (albite-oligoclase zone).

In Sideronero unit, the high-pressure metamorphism is indicated by the presence of eclogite relics in metabasites. P>20 Kbar and T≈700°C are estimated for the high-pressure event in a kyanite-eclogite from Thermes area (Liati and Seidel, 1996). In metapelites the high-pressure stage is represented by the widespread occurrence of the mineral paragenesis Grt-Bi-Ky, which is also indicative for upper

\* NEW DATA ON THE BOUNDARING OF THE PANGAEON AND SIDERONERO TECTONIC UNITS IN WESTERN RHOPOPE.

<sup>1</sup> Καθηγητής Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο. Τομέας Γεωλογικών Επιστημών

<sup>2</sup> Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.

 bolite facies conditions. Mineral parageneses like those of St-Grt-Bi, St-Ky-Ms, St-Sill-Bi, are found in various stages of exhumation (Mposkos and Liati, 1993).

The petrological data indicate that in Sideronero unit the maximum temperatures of metamorphism were 120 to 180°C higher than the maximum temperatures prevailed in Pangaeon unit. The metamorphic gap between neighboring lithologies is used as guide for mapping the tectonic boundary between these two units. Based on this criterion the mapped boundary between Pangaeon and Sideronero unit is located at a distance of 2 to 10 Km to the north of the Falakron marbles (Fig. 1). Only in the area between Polineri and Stavroupolis the Sideronero unit lies directly over the Falakron marbles (Fig. 1, Fig. 2 section II-II'), which represent the uppermost lithologies of the Pangaeon unit. Commonly between Falakron marbles and Sideronero unit occur intercalated tectonic slices consisting of orthogneisses and an alternating series of gneisses-mica schists-amphibolites-marbles. The orthogneisses are phengitic gneisses with the mineral assemblage Kfs-Ab-Olg-Qtz-Phen/Ms±Bi and hornblende bearing gneisses with the mineral assemblage Kfs-Olg-Qtz-Bi-Czo-Hbl. The pelitic gneisses and mica schists are represented by the mineral assemblage Qtz-Ab-Olg±Kfs-Phen-Ms-Bi±Grt±Chl and Qtz-Ms-Phen-Bi±Grt±Cld-Ab-Olg±Pg+Chl±Cc-Rt-Tit respectively. The above mineral assemblages indicate an upper greenschist-lower amphibolite facies metamorphism which is characteristic for the Pangaeon unit. The tectonic slices intercalated between Falakron marbles and Sideronero unit represent the lithostratigraphically lower series of Pangaeon unit.

**ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ:** Ενότια Παγγαίου, ενότια Σιδηρόνεου, τεκτονικό όριο, μεταμορφικό κενό, Δυτική Ροδόπη.

**KEY WORDS:** Pangaeon unit, Sideronero unit, tectonic boundary, metamorphic gap, western Rhodope.

## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ:

Η διάκριση του ελληνικού τμήματος της Δυτικής Ροδόπης σε δύο τεκτονικές ενότητες έγινε αρχικά από τους Papanikolaou and Panagoroulos (1981). Η κατώτερη ενότητα (ενότητα Παγγαίου, Papanikolaou 1984), εκτείνεται από την περιοχή του Στριμώνα μέχρι την Ξάνθη. Η ανώτερη τεκτονική ενότητα (ενότητα Σιδηρόνεου, Papanikolaou, 1984), καταλαμβάνει, στη Δυτική Ροδόπη, το χώρο που εκτείνεται βόρεια της επωθητικής γραμμής Νευροκοπίου-Ξάνθης (Papanikolaou and Panagoroulos, 1981, Fig.1).

Για το διαχωρισμό των τεκτονικών ενότητων Παγγαίου και Σιδηρόνεου, βασικό κριτήριο αποτέλεσε ο υψηλότερος βαθμός μεταμόρφωσης (ανώτερης αμφιβολιτικής φάσης, ανάτηξη) που παρουσιάζει η υπερχείμνη ενότητα Σιδηρόνεου, σε σχέση με εκείνο της ενότητας Παγγαίου (μέσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης), (Papanikolaou and Panagoroulos 1981, Papanikolaou 1984). Με βάση το κριτήριο αυτό ο Mposkos (1991) διαπίστωσε ότι, στη Δυτική Ροδόπη, το όριο μεταξύ των τεκτονικών ενότητων Παγγαίου και Σιδηρόνεου, δεν ταυτίζεται πλήρως με εκείνο που δίνουν οι Papanikolaou and Panagoroulos (1981, Fig.1). Συχνά, μεταξύ των μαρμάρων της ενότητας Παγγαίου και των λιθολογιών της ενότητας Σιδηρόνεου παρεμβάλλονται, υπό μορφή τεκτονικών λεπίων, λιθολογίες, με χαμηλότερο βαθμό μεταμόρφωσης, από εκείνο που χαρακτηρίζει την ενότητα Σιδηρόνεου. Σύμφωνα με τον Χατζηπαναγή (1991), οι λιθολογίες αυτές αντιπροσωπεύουν στρωματογραφικές σειρές, κατώτερες των μάρμαρων Φαλακρού, (Σχ.2).

Στην παρούσα εργασία, δίδονται νεώτερα γεωλογικά και πετρολογικά στοιχεία, τα οποία συμβάλλουν στην ακριβέστερη οριοθέτηση των τεκτονικών ενότητων Παγγαίου και Σιδηρόνεου.

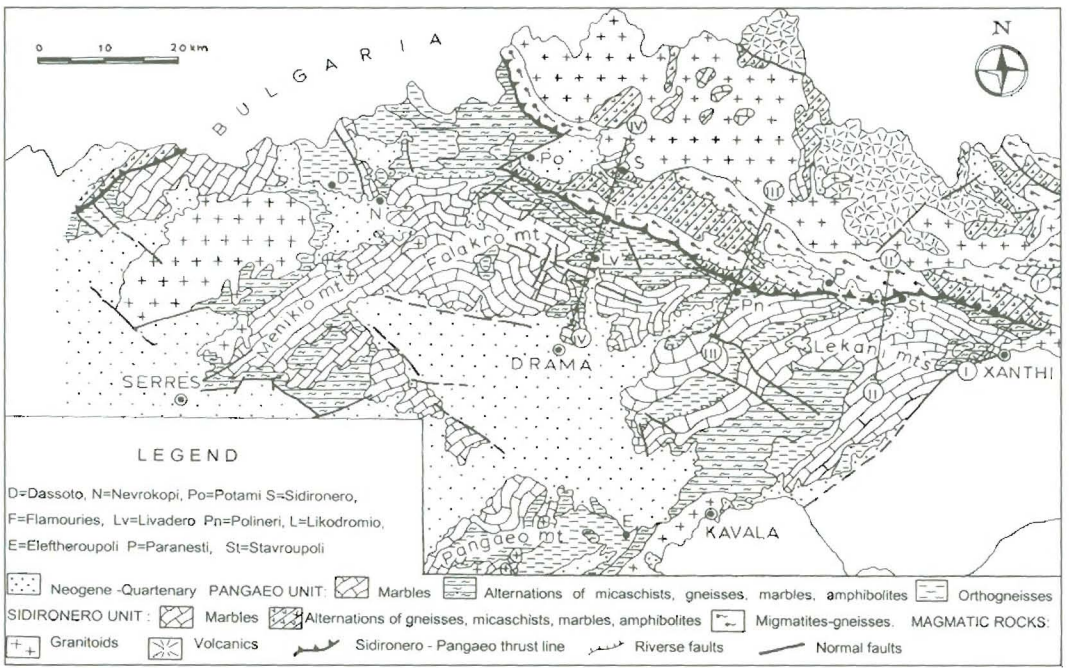
## 2. ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΑ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΔΥΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ

### A: ΕΝΟΤΗΤΑ ΠΑΓΓΑΙΟΥ:

Στην ενότητα Παγγαίου, τους κατώτερους λιθολογικούς σχηματισμούς αποτελούν οι ορθογενέσιои (Σχ. 1). Επάνω από τους ορθογενέσιουσ ακολουθεί μια σειρά παραγενεσίων και μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, η οποία προς τους ανώτερους ορίζοντες μεταβαίνει σε σειρά εναλλαγών σχιστολίθων-μαρμάρων, με παρεμβολές αμφιβολιτών. Τον ανώτερο λιθολογικό σχηματισμό αποτελεί μια παχειά σειρά μαρμάρων, τα λεγόμενα μάρμαρα Φαλακρού.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Οι ορθογενέσιοι αντιπροσωπεύουν πλουτώνια σώματα του προ-αλικού υποβάθρου, το οποίο συμπτηχώθηκε και συμμεταμορφώθηκε με τα υπερκείμενα ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα (Mroskos et al. 1989). Ραδιοχρονολογήσεις U-Pb σε ζιρκόνια ορθογενεσίων από τη Θάσο έδωσαν ηλικία πρωτολίθων 357 Ma (Wawrzenitz et al. 1994). Οι ορθογενέσιοι διακρίνονται σε λευκοκρατικούς γενέσιους με κύρια ορυκτά Kfs-Ab-Olg-Qtz-Phen/Ms (συντμήσεις ορυκτών σύμφωνα με τους Bucher and Frey, 1994, Olg=ολιγόκλαστο) και σε διμαρμαρυγιακούς γενέσιους με επιπρόσθετη φάση το βιοτίτη. Συχνά, στο ίδιο πέτρωμα υπάρχει φεγγίτης και λιγότερο φεγγιτικός μοσχοβίτης. Τις υψηλότερες τιμές Si παρουσιάζει συνήθως, το κέντρο φεγγιτών με ζωνώδη σύσταση (Σχ.3, δείγμα E126). Τις χαμηλότερες τιμές Si παρουσιάζουν τα άκρα μεγάλων κρυστάλλων που αντικαθίστανται από δευτερογενή βιοτίτη, καθώς και μοσχοβίτες, δεύτερης γενιάς, στην κύρια μάζα του πετρώματος. Η μεταβολή της χημικής σύστασης των λευκών Κ-ούχων μαρμαρυγιών από φεγγιτικούς προς λιγότερο φεγγιτικούς, όπως αυτή εκφράζεται κυρίως σε κρυστάλλους με ζωνώδη σύσταση, ερμηνεύεται ως μια καταγραφή της γεωλογικής εξέλιξης της ενότητας Παγγαίου από συνθήκες υψηλών πιέσεων σε συνθήκες χαμηλών πιέσεων.



**Σχ. 1:** Γεωλογικός χάρτης της Δυτικής Ροδόπης στον οποίο παρουσιάζεται το τεκτονικό όριο μεταξύ των ενότητων Παγγαίου και Σιδιρόνερου.

**Fig. 1:** Geological map of Western Rhodope, showing the tectonic boundary between the Pangaeon and Sideronero units.

Οι γενέσιοι και μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι της σειράς εναλλαγών, αντιπροσωπεύονται κυρίως από ηλιθιτικούς αλιθιτικούς-γενέσιους και διμαρμαρυγιακούς σχιστολίθους, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από το ορυκτολογικό άθροισμα: Ab-Olg-Qtz-Phen/Ms-Bi ± Kfs ± Grt ± Cld+Chl+Cc.

Αμφιβολίτες από την περιοχή του Παγγαίου περιέχουν το ορυκτολογικό άθροισμα: Hbl±Grt-Ab(An<sub>0,8</sub>)-Pl(An<sub>32</sub>)-Czo-Chl-Qtz-Rt-Tit.

Η παρουσία της κεροσιτίλης στους αμφιβολίτες και του γρανάτη στους αμφιβολίτες και μεταηλίτες δείχνουν ότι οι συνθήκες μεταμόρφωσης, στην ενότητα Παγγαίου, ξεπέρασαν εκείνες της μέσης προαινοσχιστολιθικής φάσης. Η συνύπαρξη αλιθίτη με ολιγόκλαστο σε όλους τους τύπους των πετρωμάτων, δείχνει ότι, κατά τη μεταμορφική εξέλιξη της ενότητας Παγγαίου, ο βαθμός μεταμόρφωσης δεν ξεπέρασε τις συνθήκες που χαρακτηρίζουν το όριο της προαινοσχιστολιθικής με

την αμφιβολιτική φάση (ζώνη αλβίτη-ολιγοκλάστου). Οι συνθήκες P-T του σταδίου των υψηλών πιέσεων εκτιμήθηκαν σε 12 Kbar και 520°C περίπου, από τη μέγιστη τιμή Si (6.9) στο φεγγίτη των ορθογενεσίων και το σχηματισμό του γρανάτη στους μεταπηλίτες, (Mroskos 1991, 1994).

### **B: ΕΝΟΤΗΤΑ ΣΙΔΗΡΟΝΕΡΟΥ:**

Στην ενότητα Σιδηρόνερου, η διάκριση συγκεκριμένης λιθοστρωματογραφίας είναι εξαιρετικά δύσκολη, λόγω της έντονης τεκτονικής επωθήσεων και λεπιώσεων (Dimadis and Zachos 1986, Koukouvelas and Dutzos 1990, Χατζηπαναγής 1991) και του υψηλού βαθμού της αλπικής μεταμόρφωσης, (μυγματιώωση), (Jones et al. 1994), ο οποίος καθιστά εξαιρετικά δύσκολο έως αδύνατο το διαχωρισμό προ-αλπικών σχηματισμών από τους αλπικούς.

Οι κατώτερες λιθολογίες αντιπροσωπεύονται από μυγματιωμένα χαλαζιο-αστριούχα πετρώματα (Σχ. 1). Επάνω από τους μυγματίτες αναπτύσσεται μια σειρά εναλλαγών ηλιτιτικών γνευσίων-αμφιβολιτών-μαρμάρων, στην οποία ο υψηλός βαθμός μεταμόρφωσης αποτυπώνεται μακροσκοπικά από εμφανή φαινόμενα μυγματιώωσης στα γνευσιακά πετρώματα και από την κατά περιοχές, έντονη παρουσία ηλιτιτών, που διαπερνούν όλα τα πετρώματα της σειράς. Τα μάρμαρα που εμφανίζονται επάνω και γύρω από το γρανίτη Σκαλωτής (Σχ. 1), με αξιόλογο πάχος, οι Dimadis and Zachos (1986) και Χατζηπαναγής (1991), τα αντιστοιχούν στρωματογραφικά με τα μάρμαρα Φαλακρού της ενότητας Παγγαίου.

Η ενότητα Σιδηρόνερου συμπεριλήφθηκε σε ένα μεταμορφικό κύκλο αλπικής ηλικίας, στον οποίο καταγράφονται τρία διαδοχικά μεταμορφικά επεισόδια: μεταμόρφωση υψηλών πιέσεων, μεσαίων πιέσεων και χαμηλών πιέσεων ανάδρομη μεταμόρφωση κατώτερης πραιοσχοιστολιθικής φάσης (Liati 1986, Mroskos and Liati 1993, Mroskos 1994). Η παρουσία μερικώς αμφιβολιτωμένων εκλογιτών βόρεια της Ξάνθης (Liati 1986) και βόρεια του Λιβαδερού (Mroskos et al. 1989) τεκμηριώνουν τη μεταμόρφωση των υψηλών πιέσεων. Πιέσεις >20Kbar και θερμοκρασίες περίπου 700°C εκτιμήθηκαν για το στάδιο αυτό σε κυανιτούχο εκλογίτη της περιοχής Θερών (Liati and Seidel 1996). Στα μεταπηλιτικά πετρώματα, η παραγένεση γρανάτης-βιοτίτης-κυανίτης, η οποία είναι ευρύτατα διαδεδομένη, χαρακτηρίζει βαθμό μεταμόρφωσης ανώτερης αμφιβολιτικής φάσης (Bucher and Frey 1994). Παραγένεσεις όπως σταυρόλιθος - γρανάτης - βιοτίτης, σταυρόλιθος - κυανίτης - μοσχοβίτης, σταυρόλιθος - σιλλιμανίτης - βιοτίτης σχηματίστηκαν στα διάφορα στάδια της ανάπτυξης (Mroskos and Liati 1993, Fig. 11).

Τα στοιχεία που προαναφέρθηκαν δείχνουν ότι, οι μέγιστες θερμοκρασίες μεταμόρφωσης στην ενότητα Σιδηρόνερου ήταν τουλάχιστον κατά 120 με 180°C υψηλότερες από εκείνες της ενότητας Παγγαίου. Το χάσμα αυτό στο βαθμό μεταμόρφωσης μεταξύ γειτνιαζόντων πετρωμάτων αποτέλεσε το κριτήριο για τον καθορισμό του ορίου μεταξύ των δύο τεκτονικών ενότητων.

### **3. ΛΙΘΟΛΟΓΙΕΣ ΠΑΡΕΜΒΑΛΛΟΜΕΝΕΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΜΕΤΑΞΥ ΜΑΡΜΑΡΩΝ ΦΑΛΑΚΡΟΥ ΚΑΙ ΕΝΟΤΗΤΑΣ ΣΙΔΗΡΟΝΕΡΟΥ**

Οι λιθολογίες που υπέρκεινται τεκτονικά των μαρμάρων Φαλακρού και που σύμφωνα με τους Papanikolaou and Panagopoulos (1981) εντάσσονται στην ενότητα Σιδηρόνερου, δεν παρουσιάζουν το βαθμό μεταμόρφωσης που χαρακτηρίζει την ενότητα Σιδηρόνερου, εκτός από εκείνες που εμφανίζονται μεταξύ Πολυνερίου και Σταυρούπολης (Σχ. 1). Συνήθως, μεταξύ των μαρμάρων Φαλακρού και των υψηλά μεταμορφωμένων πετρωμάτων της ενότητας Σιδηρόνερου, παρεμβάλλονται ορθογενέσιοι και λιθολογίες μιας σειράς εναλλαγών γνευσίων-σχοιστολιθίων-μαρμάρων-αμφιβολιτών, των οποίων τα λιθολογικά χαρακτηριστικά και η μεταμορφική τους εξέλιξη αντιστοιχούν σε ικανοποιητικό βαθμό με εκείνα των ορθογενεσίων και της σειράς εναλλαγών της ενότητας Παγγαίου.

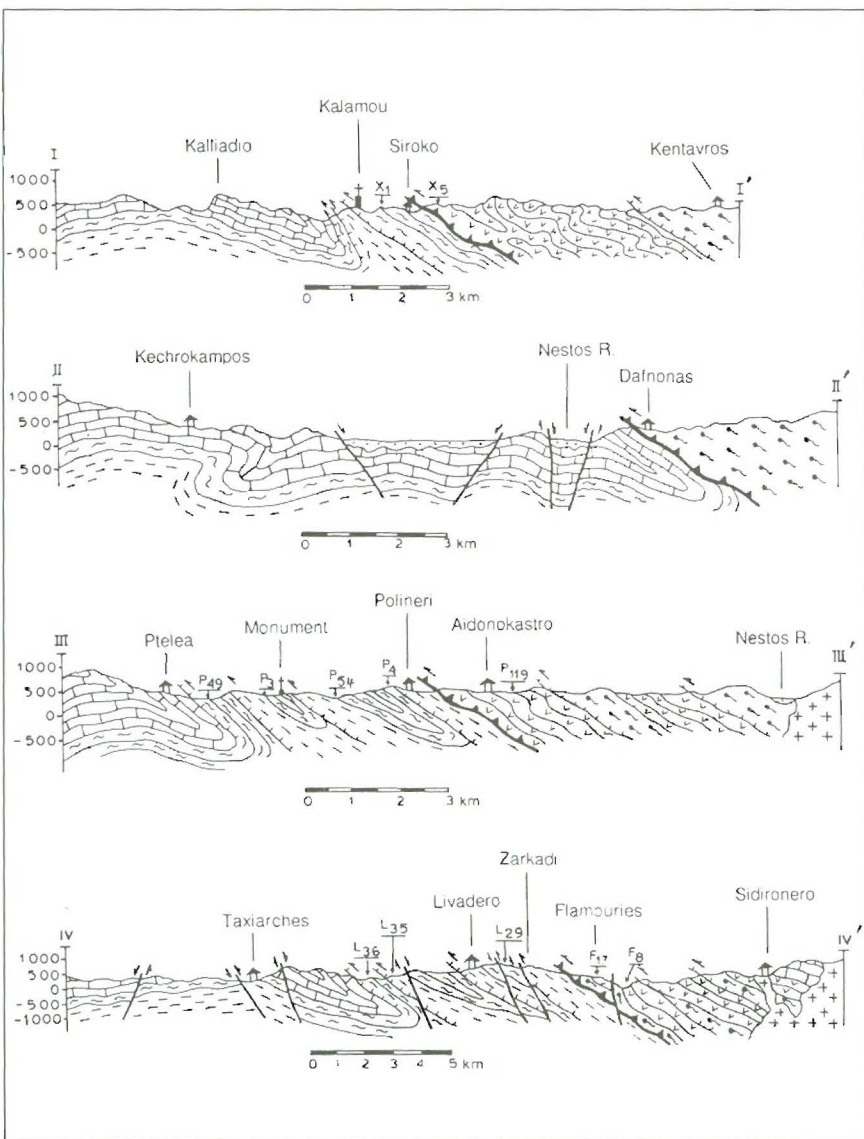
### **4. ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ:**

**A: Ορθογενέσιοι:** Ορθογενέσιοι που παρεμβάλλονται τεκτονικά μεταξύ των μαρμάρων Φαλακρού και της ενότητας Σιδηρόνερου, παρουσιάζουν μεγάλη εξάπλωση στην περιοχή Λασιωπού-Νευροκοπίου,

στην περιοχή Λιβαδερού και στην περιοχή Πολυνηρίου (Σχ. 1). Στην περιοχή της Ξάνθης, καταλαμβάνουν σημαντική έκταση του λόφου της Μονής Καλαμού (Σχ. 2, Τομή I-I'). Οι συχνές εναλλαγές που παρατηρούνται μεταξύ των ορθογενεσίων και των λιθολογιών της σειράς εναλλαγών γνευσίων-σχιστολίθων-αμφιβολιτών-μαρμαρών, αποδίδονται στην έντονη πτυχογόνο τεκτονική, η οποία συχνά εξελίσσεται σε λεπιώσεις. (Σχ. 2).

Οι ορθογενέσιοι διακρίνονται σε: α: λευκοκρατικούς φεγγιτικούς γνεύσιους, με ορυκτολογικό άθροισμα: Kfs-Ab-Olg-Qtz-Phen, β: διμαρμαρυγακούς γνεύσιους με Kfs-Ab-Olg-Qtz-Bi-Phen/Ms και γ: σκουρόχρωμους κερσοσίλβικους-επιδοτικούς-βιοτιτικούς γνεύσιους με Kfs-Olg-Qtz-Bi-Czo-Hbl.

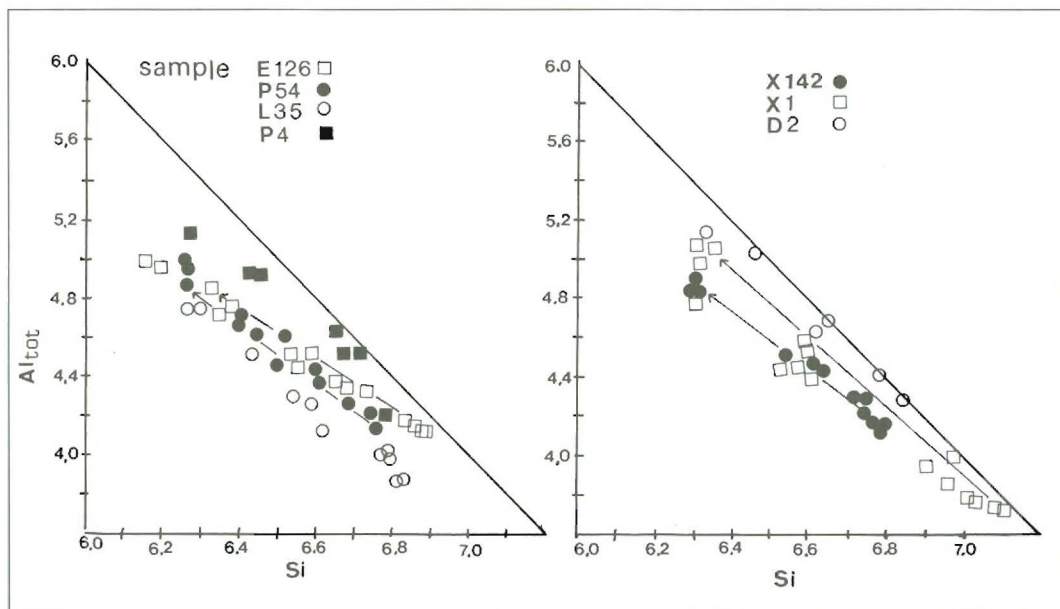
Αναλύθηκαν οι λευκοί Κ-ούχοι μαρμαρυγιές σε 5 δείγματα ορθογενεσίων. Τα δείγματα D2 και L35 προέρχονται από τους λευκοκρατικούς γνεύσιους του Δασωτού και του Λιβαδερού (Σχ.2, τομή IV-IV'), αντίστοιχα. Τα δείγματα P54 και P4 αντιπροσωπεύουν διμαρμαρυγακούς γνεύσιους από την περιοχή Πολυνηρίου (Σχ.2, Τομή III-III'). Το δείγμα X1 προέρχεται από ορθογενέσιους του λόφου Καλαμού (Σχ.2, Τομή I-I'), τέσσερα χιλιόμετρα βορειοανατολικά της Ξάνθης.



**Σχ. 2:**  
 Γεωλογικές τομές στις οποίες διακρίνεται το τεκτονικό όριο μεταξύ των ενοτήτων Παγγαίου και Σιδηρόνερου στη Δυτική Ροδόπη. Συμβολισμοί ίδιοι με εκείνους του σχήματος 1. X1 = θέση δείγματος.  
**Fig. 2:** Geological crosssections, showing the tectonic boundary between the Pangaeon and Sideronero unit in Western Rhodes. Simboles similar to those in figure 1. X1= sample location.

Στο σχήμα 3 δίδεται η σχέση  $Al_{tot}:Si$  των μαρμαρυγιών που αναλύθηκαν. Στο ίδιο διάγραμμα προβάλλονται και αναλύσεις λευκών Κ-ούχων μαρμαρυγιών από διμαρμαρυγιακό γνεύσιο από την περιοχή της Ελευθερούπολης (δείγμα E126). Ο γνεύσιος αυτός αντιπροσωπεύει τον κατώτερο λιθολογικό σχηματισμό της ενότητας Παγγαίου.

Η τιμή του Si στο χημικό τύπο παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις. Στο δείγμα P54 κυμαίνεται μεταξύ 6.78-6.27 άτομα (υπολογισμένα για 22 οξυγόνα), στο P4 μεταξύ 6.75-6.26, στο D2 μεταξύ 6.82-6.31, στο L35 μεταξύ 6.84-6.26 και στο X1 μεταξύ 7.11-6.30. Αντίστοιχο εύρος τιμών Si (6.9-6.20) παρουσιάζουν και οι λευκοί Κ-ούχοι μαρμαρυγιές του διμαρμαρυγιακού γνεύσιου από την περιοχή της Ελευθερούπολης (δείγμα E126). Σε όλα τα δείγματα, τις υψηλότερες τιμές Si παρουσιάζει το κέντρο κρυστάλλων με ζωνώδη σύσταση. Οι χαμηλότερες τιμές Si διαπιστώθηκαν στα άκρα μεγάλων κρυστάλλων, που αντικαθίστανται από δευτερογενή βιοτίτη, καθώς και σε δεύτερης γενιάς μοσχοβίτη της κύριας μάζας. Η ομοιότητα των μέγιστων τιμών Si στους λευκούς Κ-ούχους μαρμαρυγιές των ορθογνεύσιων D2, L35, P54, P5 και X1, οι οποίοι υπέρκεινται των μαρμάρων Φαλακρού με εκείνες του ορθογνεύσιου E126, ο οποίος υπόκειται των μαρμάρων Φαλακρού, η μεταβολή της χημικής τους σύστασης από φεγγιτική σε λιγότερο φεγγιτική και το γεγονός ότι, σε όλα τα δείγματα συνυπάρχει αλβίτης με ολιγόκλαστο (Απ 14-17), δείχνει ότι, οι λιθολογίες αυτές πρέπει να έχουν κοινή μεταμορφική πορεία και ότι έχουν υποστεί τον ίδιο βαθμό μεταμόρφωσης.



Σχ. 3: Διακύμανση της χημικής σύστασης των λευκών Κ-ούχων μαρμαρυγιών σε ορθογνεύσιους από τις περιοχές Ελευθερούπολης (E126), Πολυνηρίου (P54, P4), Λιβαδερού (L35), Δασωτού (D2) και Ξάνθης (X1) και σε γνεύσιο της σειράς εναλλαγών από την περιοχή του Λυκοδρομίου (X142), σε σχέση ως προς  $Al_{tot}:Si$ . Το εύρος των τιμών Si σε κάθε δείγμα δείχνει την παρουσία φεγγίτη και λιγότερο φεγγιτικού μοσχοβίτη.

Fig.3: Compositional variation of white K-micas in orthogneisses from the areas Elefteroupolis (E126), Polineri (P54, P4), Livadero (L35), Dasoto (D2) and Xanthi (X1) and in a gneiss of the alternating series from Lykodromio area (X142), in term of  $Al_{tot}:Si$ . The range of the Si values indicates the presense of phengite and less phengitic muscovite in each sample.

**B: Εναλλαγές γνευσίων-σχιστολιθών-μαρμάρων-αμφιβολιτών:** Η σειρά των εναλλαγών που υπέρκειται τεκτονικά των μαρμάρων Φαλακρού, παρουσιάζει σχετικά μεγάλη εξάπλωση στην περιοχή του Νευκοκοπίου και εκτείνεται προς τα ΝΑ μέχρι το Πολυνηρί. Ανατολικά του Πολυνηρίου μέχρι τη Σταυρούπολη, η σειρά εναλλαγών δεν εμφανίζεται στην επιφάνεια. Προφανώς καλύπτεται από την



δηρόνερου, η οποία στην περιοχή αυτή έρχεται σε άμεση επαφή με τα μάγμαρα Φαλακρού (Σχ. 1, Σχ.2, τομή II-II'). Ανατολικά της Σταυρούπολης, εμφανίζεται ως μια στενή λωρίδα μεταξύ μαρμάρων Φαλακρού και ενότητας Σιδηρόνερου (Σχ. 1). Κατά θέσεις, όπως π.χ. στο λόφο της Μονής Καλαμού και στο δρόμο Σταυρούπολης-Ξάνθης, μετά τη διασταύρωση προς Λυκοδρόμιο, παρεμβάλλονται μεταξύ της σειράς εναλλαγών και της ενότητας Σιδηρόνερου, ορθογνεύσιοι.

Η σειρά εναλλαγών αποτελείται κυρίως από ηλιθιτικούς αλβιτικούς-γνεύσιους και μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους με παρεμβολές μαρμάρων και αμφιβολιτών.

Οι γνεύσιοι χαρακτηρίζονται από το ορυκτολογικό άθροισμα: Qtz-Ab-Olg±Kfs-Phen- $Ms-Bi\pm Grt\pm Chl$ , οι δε μαρμαρυγιακοί σχιστολίθοι από το ορυκτολογικό άθροισμα Qtz- $Ms-Phen-Bi\pm Grt\pm Ctd-Ab-Olg\pm Pg\pm Chl\pm Cc-Rt-Tit$ .

Αλβιτικοί γνεύσιοι, με ορυκτολογικό άθροισμα  $Ms-Bi-Chl-Ab-Olg-Kfs-Qtz$ , οι οποίοι εμφανίζονται στο δρόμο Σταυρούπολης-Ξάνθης, στη διασταύρωση προς Λυκοδρόμιο (Δείγμα X-142, Σχ.3), περιέχουν φεγγίτες και λιγότερο φεγγιτικούς μοσχοβίτες με τιμές Si που κυμαίνονται μεταξύ 6.28-6.80.

Τόσο στους γνεύσιους, όσο και στους μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους, ο αλβίτης ( $An=0.5-2\%$ ) περιβάλλεται, συχνά, από μια λεπτή ζώνη ολιγοκλάστου ( $An=17-25\%$ ), γεγονός που δείχνει ότι, στα πετρώματα αυτά ο βαθμός μεταμόρφωσης δεν ξεπέρασε τις συνθήκες που χαρακτηρίζουν τη μεταβατική ζώνη μεταξύ πρασινοσχιστολιθικής και αμφιβολιτικής φάσης (ζώνη αλβίτη-ολιγοκλάστου). Η παραγένεση  $Grt-Ctd-Chl-Ms-Qtz$  σε μεταηλίτη από την περιοχή Πολυνερίου, στον οποίο ο χλωρίτης έχει λόγο  $Mg(Mg+Fe)$  0,49 (Mroskos 1990) δείχνει, σύμφωνα με τους Bucher and Frey (1994) ότι, οι μέγιστες θερμοκρασίες ήταν μεγαλύτερες των 500°C, και μικρότερες των 560°C, δεδομένου ότι διατηρείται ακόμη ο χλωριτοειδής ενώ παράλληλα δεν σχηματίστηκε σταυρόλιθος.

**Γ. Αμφιβολίτες:** Σώματα αμφιβολιτών τα οποία παρεμβάλλονται στους γνεύσιους και μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους της σειράς εναλλαγών, εμφανίζονται, κυρίως, στην περιοχή ΒΔ του Νευροκοπίου. Πρόκειται, για μεταγαββρικά κυρίως σώματα, μικρών διαστάσεων, ορισμένα από τα οποία περιέχουν διαστρώσεις μετατρονγιεμιτών. Στην περιοχή του Λιβαδερού και του Πολυνερίου, τα αμφιβολιτικά πετρώματα περιορίζονται σε ελάχιστες μικρές εμφανίσεις. Αξιόλογα σώματα αμφιβολιτών εμφανίζονται ως παρεμβολές στους αλβιτικούς γνεύσιους στο δρόμο Σταυρούπολης-Ξάνθης, μετά τη διασταύρωση προς Λυκοδρόμιο.

Οι αμφιβολίτες είναι συνήθως γρανατούχοι και παρουσιάζουν το ορυκτολογικό άθροισμα  $Grt-Hbl\pm Chl-Pl-Qtz-Czo-Rt-Ttn\pm Ilm$ . Σε αμφιβολίτη της περιοχής Λιβαδερού (δείγμα L29, Σχ. 2, τομή IV-IV'), οι αμφιβολοί παρουσιάζουν ζωνώδη σύσταση. Το κέντρο της αμφιβολοί έχει σύσταση τρεμολίτη ή ακτινόλιθου, η δε εξωτερική ζώνη μαγνησιούχου κερροσίλβης ή τσερμακτικής κερροσίλβης. Αλβίτης ( $An_{1,7}$ ) συνυπάρχει με ολιγοκλάστο ( $An_{19,25}$ ).

**5. ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΟ ΚΕΝΟ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΕΠΩΘΗΤΙΚΗΣ ΓΡΑΜΜΗΣ**

Τα πετρολογικά δεδομένα που παρατέθηκαν, δείχνουν ότι, οι ορθογνεύσιοι, οι μεταηλίτες και οι αμφιβολίτες της σειράς εναλλαγών γνευσίων-σχιστολίθων-αμφιβολιτών-μαρμάρων που υπέρκεινται των μαρμάρων Φαλακρού (Σχ.1), παρουσιάζουν τον ίδιο περίπου βαθμό μεταμόρφωσης και την ίδια μεταμορφική εξέλιξη με τα αντίστοιχα πετρώματα, τα οποία οι Papanikolaou and Panagopoulos (1981) εντάσσουν στην ενότητα Παγγαίου. Ως εκ τούτου με πετρολογικά κριτήρια, τα πετρώματα αυτά εντάσσονται στην ενότητα Παγγαίου. Το τεκτονικό στυλ στις δύο ενότητες είναι το ίδιο και επιπλέον δεν παρατηρείται γωνιακή ασυμφωνία μεταξύ των υψηλότερα μεταμορφωμένων πετρωμάτων της ενότητας Σιδηρόνερου και των χαμηλότερα μεταμορφωμένων της ενότητας Παγγαίου. Η ομοιότητα αυτή στο τεκτονικό στυλ, ήταν, πιθανώς, ο λόγος, για τον οποίο οι Kronberg και Raith (1977) δεν αναγνώρισαν τις δύο τεκτονικές ενότητες, μελετώντας το βαθμό μεταμόρφωσης στη γεωλογική τομή μεταξύ Ξάνθης και ελληνο-βουλγαρικών συνόρων.

Στη γεωλογική τομή Ξάνθης-Κενταύρου (Σχ. 2, τομή I-I'), ο ορθογνεύσιος X1 με την παραγένεση Qtz-Kfs-Ab-Olg( $An_{15-17}$ )-Phe-Bi-Czo και ο εγκλεισμένος σ' αυτόν αμφιβολίτης με την παραγένεση  $Grt-$

Ab-Olg-Czo-Chl-Qtz, περιορίζουν το βαθμό μεταμόρφωσης στο όριο μεταξύ της ανώτερης πρασινοσχιστολιθικής φάσης με την αμφιβολιτική φάση. Αντίθετα ο γρανατούχος-κνανιτούχος γνεύσιος X5, με την παραγένεση Grt-Ky-Bi-Ms-Qtz-Pl, ο οποίος απέχει 2 μόνο χιλιόμετρα από το δείγμα X1, αποτυπώνει συνθήκες μεταμόρφωσης ανώτερης αμφιβολιτικής φάσης. Επομένως στην τομή I-I' του σχήματος 2, το όριο μεταξύ της ενότητας Παγγαίου και της ενότητας Σιδηρόνερου βρίσκεται μεταξύ των δειγμάτων X1 και X5, κοντά στο Σιρόκο.

Στην γεωλογική τομή Πτελέας-Αηδονόκαστρου (Σχ.2, Τομή III-III'), ο ορθογνεύσιος P54 με παραγένεση Qtz-Kfs-Ab-Olg( $An_{14-18}$ )-Phe-Bi, οι γρανατούχοι μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι P49 και P3 με παραγένεση Grt-Ab-Olg( $An_{22-25}$ )-Ms-Bi-Czo και ο γρανατούχος-γλωριτοειδούχος σχιστόλιθος P99 με παραγένεση Grt-Ctd-Ms-Bi-Chl-Qtz, ο οποίος βρίσκεται στο ίδιο lithολογικό πακέτο με το δείγμα P3, σε απόσταση  $\approx$  2 χλμ. ΒΔ του δείγματος P3, περιορίζουν επίσης το βαθμό μεταμόρφωσης στο όριο μεταξύ της πρασινοσχιστολιθικής φάσης με την αμφιβολιτική φάση. Σχετικά υψηλότερο βαθμό μεταμόρφωσης παρουσιάζει ο ορθογνεύσιος P4 με παραγένεση Qtz-Pl-Kfs-Phen-Bi, στον οποίο δεν συνυπάρχει αλβίτης με ολιγόκλαστο άλλα φτωχότερο σε αλβίτη πλαγιόκλαστο ( $An=10-13$ ) με πλαγιόκλαστο πλουσιότερο σε αλβίτη ( $An=19-22$ ). Η παρουσία του φεγγίτη, ο οποίος δεν διαπιστώθηκε στους μαρμαρυγιές της ενότητας Σιδηρόνερου, εντάσει τη lithολογία αυτή στους χαμηλότερα μεταμορφωμένους σχηματισμούς. Αντίθετα, ο γρανατούχος-κνανιτούχος σταυρολιθικός σχιστόλιθος P119, με ορυκτολογικό άθροισμα Grt-Ky-St-Bi-Ms-Qtz-Sill, στον οποίο πορφυροβλάστες σταυρόλιθου με εγκλείσματα γρανάτη, βιοτίτη, κνανίτη, αναπτύχθηκαν εις βάρος του γρανάτη και μοσχοβίτη, σύμφωνα με την αντίδραση  $Grt+Ms+H_2O \rightleftharpoons St+Bi+Qtz$  (Mposkos and Liati 1993), δείχνει μεταμορφική εξέλιξη ανάδρομης μεταμόρφωσης από συνθήκες ανώτερης αμφιβολιτικής φάσης (με παραγένεση Grt-Ky-Bi) σε συνθήκες μέσης αμφιβολιτικής φάσης. Στην τομή αυτή το όριο μεταξύ των ενότητων Παγγαίου και Σιδηρόνερου βρίσκεται μεταξύ των δειγμάτων P4 και P119.

Στην τομή Δράμας-Σιδηρόνερου (Σχ.2, τομή IV-IV') υψηλός βαθμός μεταμόρφωσης (άνωτερης αμφιβολιτικής φάσης) καταγράφεται σε μγματίτες, π.χ. δείγμα F8 με παραγένεση Grt-Kfs-Pl-Qt-Bi, σε μεταπηλίτες π.χ. δείγμα F17 με παραγένεση Grt-Bi-Ky-Ms-Pl-Rt και σε αμφιβολιτωμένο εκλογίτη με ορυκτολογικό άθροισμα Grt-Cpx( $Jd_{19}$ )-Hbl-Pl( $An_{27-36}$ )-Qtz-Bi στη θέση Φλαμουριές  $\approx$  4,5 χμ. βόρεια του Λιβαδερού. Νοτιότερα από την περιοχή Φλαμουριές, ο γρανατούχος-αλβιτικός γνεύσιος L36, με ορυκτολογικό άθροισμα Grt-Phe/Ms-Qtz-Ab( $An_{2-4}$ )-Olg( $An_{22-24}$ )-Chl και ο αμφιβολιτής L29 με ορυκτολογικό άθροισμα Hbl-Ab( $An_2$ )-Olg( $An_{19-25}$ )-Chl-Czo-Qtz-Rt-Ttn αποτυπώνουν συνθήκες μεταμόρφωσης ορίου ανώτερης πρασινοσχιστολιθικής-κατώτερης αμφιβολιτικής φάσης. Το όριο μεταξύ των δύο τεκτονικών ενότητων, βρίσκεται μεταξύ της θέσης F17 και των υποκειμένων ορθογνεύσιων, στους οποίους δεν διαπιστώθηκαν φαινόμενα μγματιτώσης.

Στην περιοχή που εκτείνεται ΒΑ του Νευροκοπίου και Δ των Ποταμών (Σχ.1), δεν διαπιστώθηκε αλβίτης. Στους αμφιβολίτες επικρατεί το ορυκτολογικό άθροισμα Hbl-Grt-Pl( $An_{20-30}$ )-Czo-Qtz-Rt-Ilm-Ttn, το οποίο χαρακτηρίζει μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης. Το όριο μεταξύ των δύο τεκτονικών ενότητων τέθηκε βορείως των Ποταμών, εκεί όπου οι υπερκείμενες lithολογίες διαπερνώνται από ημγματίτες και εμφανίζουν έντονα φαινόμενα μγματιτώσης.

## 6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τις υπαίθριες παρατηρήσεις και την πετρολογική έρευνα στη Δυτική Ροδόπη, διαπιστώθηκαν τα εξής:

A: Κατά τη διάρκεια της μεταμορφικής εξέλιξης της ενότητας Παγγαίου, οι μέγιστες θερμοκρασίες δεν ξεπέρασαν εκείνες, που χαρακτηρίζουν τη μεταβατική ζώνη μεταξύ της πρασινοσχιστολιθικής και της αμφιβολιτικής φάσης (ζώνη αλβίτη-ολιγοκλάστου). Αντίθετα στην υπερκείμενη ενότητα Σιδηρόνερου οι μέγιστες θερμοκρασίες χαρακτηρίζουν συνθήκες μεταμόρφωσης ανώτερης αμφιβολιτικής φάσης. Μεταξύ των δύο ενότητων υπάρχει διαφορά ως προς τη μέγιστη θερμοκρασία μεταμόρφωσης  $>120^\circ\text{C}$ . Το μεταμορφικό αυτό κενό μεταξύ γειτνιαζόντων πετρωμάτων αποτέλεσε οδηγό στον καθορισμό του ορίου μεταξύ των δύο τεκτονικών ενότητων. Το όριο αυτό βρίσκεται συνήθως σε απόσταση 2 μέχρι 10



από τα μάγμαρα Φαλακρού, με εξαίρεση την περιοχή Πολυνερίου-Σταυρούπολης, στην οποία η ενότητα Σιδηρόνερου βρίσκεται σε άμεση επαφή με τα μάγμαρα Φαλακρού.

Β: Μεταξύ των μαρμάρων Φαλακρού της ενότητας Παγγαίου και των υπερχείμνων λιθολογιών που χαρακτηρίζουν την ενότητα Σιδηρόνερου, παρεμβάλλονται τεκτονικά λείπια της σειράς εναλλαγών γενευσίων - μαρμαρυγιακών σχιστολίθων - αμφιβολιτών - μαρμάρων και της σειράς των ορθογενευσίων, που ανήκουν λιθοστρωματογραφικά σε σχηματισμούς υποκείμενους των μαρμάρων Φαλακρού (Σχ.1 και 2). Στα λείπια αυτά ο βαθμός μεταμόρφωσης είναι περίπου ο ίδιος με εκείνο των αντίστοιχων λιθολογιών που εμφανίζονται νοτίως των μαρμάρων Φαλακρού.

Γ: Η ενότητα Σιδηρόνερου, βρίσκεται σε άμεση επαφή με όλες τις λιθολογικές σειρές της ενότητας Παγγαίου (Σχ. 1). Μεταξύ των πετρωμάτων που χαρακτηρίζουν τις δύο ενότητες δεν παρατηρείται γωνιακή ασυμφωνία.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BUCHER and FREY (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, 318 pages.
- DIMADIS, E. and ZACHOS, S. (1986): Geological map of Rhodope 1:200.000 I.G.M.R.
- JONES, C., TARNEY, J. and BARREIRO, B. (1994): The make-up and melting of a subduction-accretion complex: Generation of S- and I-type granitoids. Abstracts of the eight Intern.Conf. of Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. U.S.Geol.Survey Circular 1107, p.106.
- KOUKOUVELAS, J. and DOUSOS, T. (1990): Tectonic stages along a traverse cross cutting the Rhodope zone (Greece). Geol. Rundsch. 79 (3) 753-776.
- KRONBERG, P. and RAITH, M. (1977): Tectonics and metamorphism of the Rhodope crystalline complex in Eastern Greek Macedonia and parts of western Thrace. N.Jb.Geol.Palaeont. Mh., H.11, 697-704.
- LIATI, A. (1986): Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi N.Greece: Ph.D.thesis, Techn. Univ. Braunschweig.
- LIATI, A. and SEIDEL, E. (1996): Metamorphic history of kyanite eclogites in Central Rhodope, northern Greece. Contrib. Mineral. Petrol., V. 123, p.293-307.
- MPOSKOS, E. (1991): Petrology of the metamorphic rocks of West Rhodope. In EEC-Project: MAIN-0049-GR. "Advanced interdisciplinary exploration research for base, precious and associate metals in polymetamorphic terrains, N. Greece". Subproject: Regional Geology. Final Report 67 pages. IGMR Athens.
- ΜΠΟΣΚΟΣ, Ε. (1994): Ερμηνεία της πορείας μεταμόρφωσης της κατώτερης και ανώτερης τεκτονικής ενότητας της Ροδόπης. Ομοιότητες και διαφορές. Δελτ.Ελλ.Γεωλ. Εταιρείας (υπό εκτύπωση).
- MPOSKOS, E., LIATI, A., KATAGAS, Ch. And ARVANITIDES, N., (1989): Petrology of the metamorphic rocks of West Rhodope, Drama area, N. Greece. Geologica Rhodopica, 2, 127-142. Thessaloniki.
- MPOSKOS, E. and LIATI, A. (1993): Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terrane of the Rhodope zone, northern Greece. Can. Mineralogist, V.31, p. 401-424.
- PAPANIKOLAOU, D. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. In J.Dixon and A.H.F.Robertson (eds): The geological evolution of eastern Mediterranean. Blackwell Scient. Publications. p.p. 551-561.
- PAPANIKOLAOU, D. and PANAGOPOULOS, A. (1981): On the structural style of Southern Rhodope, Greece. Geol. Balcanica. 11, 3, p.p. 13-22.
- ΧΑΤΖΗΠΑΝΑΓΗΣ, Ι. (1991): Η γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής του όρους Φαλακρού. Διδ. Διατριβή Ε.Μ.Πολυτεχνείου.
- WAWRZENITZ, W., BAUMANN, A. and NOLLAU, G. (1994): Miocene uplift of Mid-Crustal rocks in the Rhodope metamorphic core complex, caused by late alpine extension of previous thickened crust (Thassos island), Pengean Complex, Northern Greece: 7<sup>th</sup> Congr.Geol.Soc. Greece. Abstracts 74-75. Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης