

ΠΡΩΤΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΕΛΕΤΗΣ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΟ ΟΡΟΣ ΤΖΕΝΑ (ΥΠΟΖΩΝΗ ΠΑΙΚΟΥ, ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΔΑ)*

Ε. ΚΑΤΡΙΒΑΝΟΣ¹, Δ. ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ¹, Α. ΚΙΛΙΑΣ¹, Σ. ΠΑΥΛΙΔΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η ορεινή μάζα της Τζένας (υποζώνη Πάικου εντός της ζώνης Αξιού) αποτελεί ως σύνολο μία μεταμορφωμένη ιζηματογενή ακολουθία ηλικίας Άνω Παλαιοζωικού – Κρητιδικού με την παρεμβολή ενός οριζοντια ηφαιστειακών του Ιουρασιακού. Το όλο σύστημα υπέστη μία ισχυρή διάτμηση και μυλονιτίωση με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και με σύγχρονη ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Από τη σχετική χρονολόγηση προκύπτει ότι η παραμόρφωση αυτή έλαβε χώρα στο Τριτογενές. Ανάλογης ηλικίας και διεύθυνσης τεκτονικά γεγονότα που έχουν πιστοποιηθεί σε άλλες περιοχές της Βόρειας Ελλάδας όπου προκαλούν την εκταφή των μεταμορφικών συμπλεγμάτων (MCC) οδηγούν στο πιθανό συμπέρασμα κατ' αναλογία με αυτά ότι η σταδιακή ανύψωση του ορογενούς στη Τζένα κατά το Τριτογενές έγινε συγχρόνως με την κίνηση προς ΝΔ συνδεδεμένη με εφελκυσμό.

ABSTRACT

The Tzena Mt. belongs to the Paikon subzone (Axios zone, Central Macedonia, Greece) and consists of 5 distinguishable lithological units, which are from the lower to the upper the following: the lower unit of gneisses, the marbles unit, the black phyllites, the meta-volcanosedimentary unit and the meta-flysch.

These units form a metamorphic sedimentary sequence of Upper Paleozoic to Lower Cretaceous age, while the metarhyolites of the volcanosedimentary unit are of Jurassic age.

Kinematic analysis of the deformation in Tzena Mt. suggests that the whole metamorphic sequence has been affected by a strong shearing and mylonitisation in ductile to semi-ductile conditions, trending SW-NE, contemporaneous with a retrograde metamorphism in greenschist facies. Kinematic indicators show sense of movement both top to the SW and NE while a stretching lineation, trending SW-NE, defined by preferred orientation of white mica and chlorite remains stable all over the metamorphic sequence.

The Upper Cretaceous carbonates of the adjacent to Tzena, Pinovon Mt., have been affected by this deformation as well, and hence the deformation took place in Tertiary times.

However, the contact between the lower gneiss unit and the marbles unit constitute a shear zone, in ductile to semi-ductile conditions, trending SW-NE with a sense of shear top to the SW. Thus, the marbles have been moved upon the gneisses along a large shear zone towards SW, during the Tertiary deformation.

Correlation between this tertiary SW-NE deformation event in Tzena Mt. with the similar tertiary shear deformation towards SW in Paikon Mt., suggests that Tzena and Paikon Mts. have the same tectonic history in Tertiary times.

Analogous Tertiary tectonic events with similar geometry and kinematics of the deformation have already been established for several other areas in Greece (Olympos – Ossa Mts., Rhodope Mt., Cyclades islands etc.) where they have caused the exhumation of metamorphic core complex (Kiliass & Mountrakis, 1990, Sokoutis et al., 1993, Kiliass, 1995, Dinter, 1998, Kiliass et al., 1999). Thus, in relation to these, an exhumation of the Tzena orogen, consisting of the metamorphic sequence, during the Tertiary extensional tectonic process could be very possible.

KEY WORDS: Paikon subzone, Tzena Mt., Tertiary, kinematics, deformation, shear zone, metamorphism, orogen, extension.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: υποζώνη Πάικου, όρος Τζένα, Τριτογενές, κινηματική, παραμόρφωση, ζώνη διάτμησης, μεταμόρφωση, ορογενές, εφελκυσμός.

* PRELIMINARY RESULTS OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE AND KINEMATICS OF DEFORMATION IN MT. TZENA (PAIKON SUBZONE, CENTRAL MACEDONIA, GREECE)

1. Department of Geology, Aristotle University, Thessaloniki, GR-540 06, GREECE. Corresponding author: Tel.: +30 31 998512, e-mail: ekatriva@geo.auth.gr

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ

Η ορεινή μάζα της Τζένας, που βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα και αποτελεί το φυσικό σύνορο Ελλάδος – FYROM είναι το αντικείμενο της έρευνας αυτής.

Συγκεκριμένα η έρευνα επικεντρώνεται στη μελέτη της γεωλογικής δομής του ορεινού όγκου της Τζένας, τη διερεύνηση της προέλευσης των μεταμορφωμένων πετρωμάτων που τη δομούν, καθώς και τη μελέτη της κινηματικής της παραμόρφωσης. Μέχρι σήμερα, αν και η γεωλογική έρευνα έδωσε πολλά στοιχεία για το γειτονικό όρος του Πάικου, εν τούτοις έλειπε η λεπτομερής και συστηματική μελέτη της γεωλογικής δομής της Τζένας, που ανήκει γεωτεκτονικά στην υποζώνη του Πάικου (Mercier, 1966), της ζώνης Αξιού.

Εκτός από τη μελέτη της πετρογραφίας των λιθολογικών ενότητων από τις οποίες αποτελείται το όρος της Τζένας η έρευνα επικεντρώθηκε κυρίως στη μελέτη των συνθηκών επαφής μεταξύ των ενότητων αυτών. Εξάλλου, για την εξακρίβωση της κινηματικής εικόνας της παραμόρφωσης στη Τζένα χρησιμοποιήθηκαν κριτήρια διάτμησης, όπως S-C υφές, ταινίες διάτμησης, ασύμμετρα boudins, σ-δ κλάστες κτλ. (Hanmer & Passchier, 1991, Passchier & Trouw, 1996).

Τα πρώτα αξιολογήσιμα γεωλογικά δεδομένα για τη ζώνη του Πάικου προέρχονται από το Mercier (1966), ο οποίος διέκρινε την ενιαία ζώνη Αξιού σε τρεις επί μέρους ζώνες, τη ζώνη Αλμωπίας στα δυτικά, τη ζώνη Πάικου στο κέντρο και τη ζώνη Παιονίας στα ανατολικά. Σύμφωνα με τη διάκριση αυτή, στη ζώνη Πάικου ανήκουν γεωτεκτονικά οι ορεινές μάζες του Πάικου, της Τζένας και του Πίνου. Έκτοτε στη γεωλογική ορολογία αναφέρεται είτε ως «ζώνη Πάικου» είτε συνηθέστερα και γενικότερα αποδεκτή ως «Υποζώνη Πάικου» της ζώνης Αξιού.

Η σημερινή εικόνα που έχουμε για τη ζώνη του Πάικου προκύπτει από ένα σύνολο απόψεων για την παλαιογεωγραφία και τη γεωτεκτονική εξέλιξη της, οι πλέον αντικρουόμενες από τις οποίες μπορούν να συνοψισθούν στις παρακάτω δύο κύριες υποθέσεις:

- Η ζώνη του Πάικου αποτελεί Ιουρασικό νησιώτικο τόξο, με έντονη ηφαιστειακή δράση όξινων κυρίως ηφαιστειακών εκρήξεων οι οποίες προμήθευσαν το πυροκλαστικό υλικό στις βυθισμένες πλευρές του νησιώτικου τόξου (Mercier et al., 1975). Το νησιώτικο αυτό τόξο (κατά τους Ferriere & Stais, 1994) διαχώριζε μία περιθωριακή λεκάνη στα ανατολικά (οφιόλιθοι Γευγελής), από μία ωκεάνια λεκάνη στα δυτικά (οφιόλιθοι Αλμωπίας), όπως προκύπτει και από τη διαφορετική γεωχημεία των ηφαιστειακών υλικών στο δυτικό και ανατολικό Πάικο (Bebien et al., 1994), αλλά και από την ύπαρξη μεταμόρφωσης HP/LT μόνο στο δυτικό Πάικο (Baroz et al., 1987).
- Η μάζα του Πάικου αποτελεί τριτογενές αντικλινικό τεκτονικό παράθυρο στο οποίο αποκαλύπτονται πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης κάτω από τα επωθημένα τμήματα των οφιολίθων της ζώνης Αξιού, ενώ η ορεινή μάζα της Τζένας αποτελεί Τριτογενές μεταμορφικό ράκος που προέρχεται από την Ελληνική Ενδοχώρα και τοποθετείται τόσο πάνω στους οφιόλιθους όσο και στα πετρώματα του τεκτονικού παραθύρου του Πάικου (Godfriaux & Ricou, 1991, Ricou & Godfriaux, 1991). Οι κατώτερες ενότητες του Πάικου συσχετίζονται με την ανθρακική ενότητα του Ολύμπου και τα υπερκείμενα επωθημένα ηφαιστειακά υλικά με τους μεταβασάλτες των Αμπελακίων, ενώ το ράκος της Τζένας μαζί με τα καλύμματα της Θεσσαλονίκης, του Καταφυγίου και του Πέτερνικ αποτελούν υλικό της Ροδόπης που ολίσθησε εντός της ολισθοστρωμικής λεκάνης του Αξιού κατά το Κρητιδικό (Ricou & Godfriaux, 1995).

Στη συνέχεια θα αναπτυχθούν οι παρατηρήσεις της παρούσας έρευνας στις λιθολογικές ενότητες της Τζένας. Η ηλικία των ενότητων αυτών καθορίστηκε από το Mercier (1966) ως Άνω Παλαιοζωική έως Κάτω Κρητιδική, ενώ η ηλικία της γειτονικής ανθρακικής μάζας του Πίνου ως Άνω Κρητιδική.

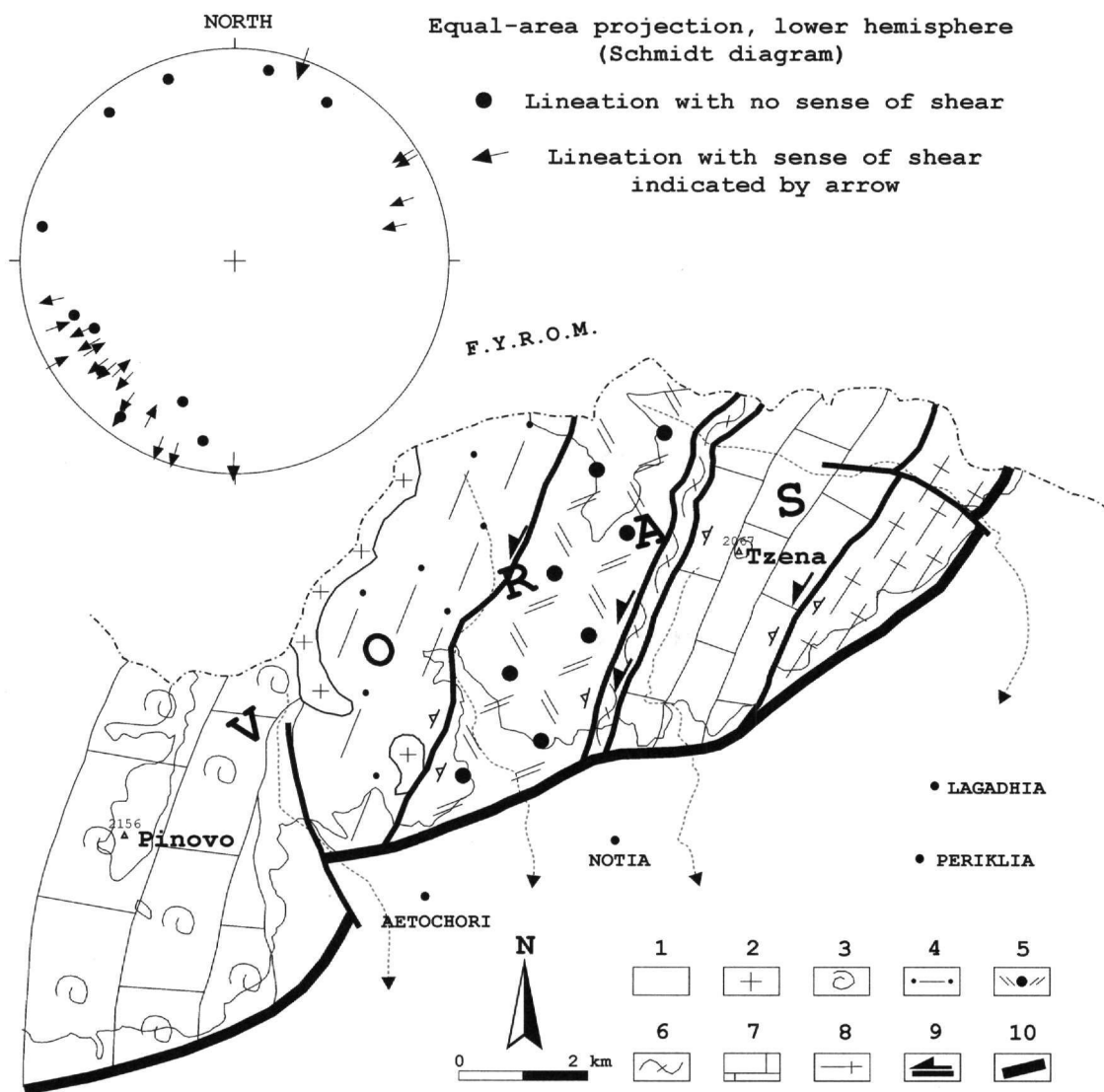
2. ΟΙ ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΤΖΕΝΑΣ

Η ορεινή μάζα της Τζένας αποτελείται από πέντε μεγάλες λιθολογικές ενότητες, που από την κατώτερη προς την ανώτερη είναι (Σχ. 1 & 2):

1) η κατώτερη γνευσιακή ενότητα, 2) η ενότητα των μαρμάρων, 3) η ενότητα των μαύρων φυλλιτών, 4) η μετα - ηφαιστειοϊζηματογενής ενότητα, 5) η ενότητα του μεταφλύσχη.

2.1. Κατώτερη γνευσιακή ενότητα

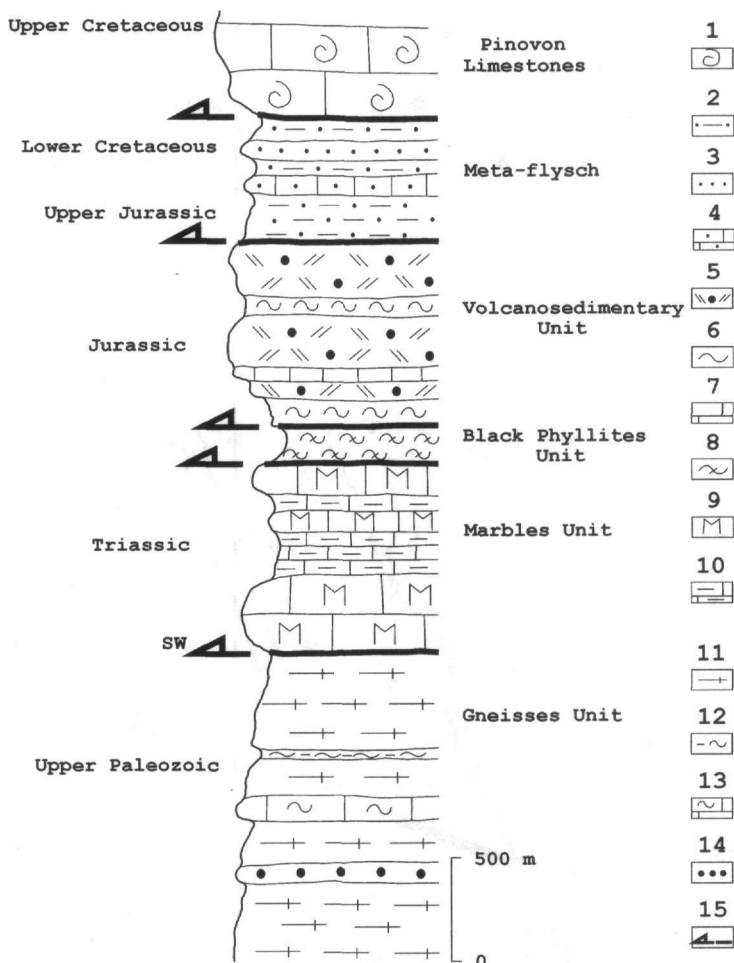
Η γνευσιακή ενότητα είναι η κατώτερη και έχει πάχος τουλάχιστον 1500 μέτρα. Δομείται κατά κύριο λόγο από αλβιτικούς και χλωριτικούς γνευσίους, χρώματος λευκού έως πράσινου, οι οποίοι παρουσιάζουν τέλεια μεταμορφική στρωμάτωση, ενώ σε οριζόντες παρεμβάλλονται σιπολινικά μάρμαρα, αμφιβολίτες και πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι.



Σχ. 1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης. 1. Τεταρτογενείς αποθέσεις 2. Ανδευσιτικές λάβες Πλειοκαίνου 3. Ασβεστόλιθοι Άνω Κρητιδικού Πίνου 4. Ενότητα μεταφλύσχη 5. Μετα - ηφαιστειογενή ματογενής ενότητα 6. Ενότητα μαύρων φυλλιτών 7. Ενότητα μαρμάρων 8. Ενότητα γνευσίων 9. Ζώνη διάτμησης 10. Ρηξιγενής γραμμή Αριδαίας.

Fig. 1. Simplified geological map of the study region. 1. Quaternary deposits 2. Pliocene Andesites 3. Upper Cretaceous limestones of Pinovo 4. Metaflysch unit 5. Meta - volcanosedimentary unit 6. Black phyllites unit 7. Marbles unit 8. Gneisses unit 9. Shear zone 10. Aridea fault.

Η μικροσκοπική μελέτη των αλβιτικών - χλωριτικών γνευσίων έδειξε την εξής ορυκτολογική παραγένεση: αλβίτης + χαλαζίας + λευκός μαρμαρυγίας + ορυκτά της ομάδας επιδότου + χλωρίτης ± βιοτίτης ± ασβεστίτης ± απατίτης ± ακτινόλιθος ± τιτανίτης ± ζιρκόνιο. Η ορυκτολογική αντικατάσταση του βιοτίτη από χλωρίτη, καθώς και η παρουσία λευκού μαρμαρυγία δείχνει ότι οι γνεύσιοι έχουν υποστεί ανάδρομη μεταμόρφωση στην πραιοσχιστολιθική φάση. Στην κύρια σχιστότητα του πετρώματος τοποθετείται λευκός μαρμαρυγίας και χλωρίτης, γεγονός που δείχνει ότι η ανάδρομη μεταμόρφωση συμπίπτει χρονικά με την κύρια παραμόρφωση του πετρώματος.



Σχ. 2. Συνοπτική λιθοστρωματογραφική - τεκτονική στήλη της Τζένας. 1. Ασβεστόλιθοι Πίνουβου 2. Φυλλίτες 3. Μεταψαμμίτες 4. Μετα - ανθρακικά 5. Μυλονιτωμένοι μεταρhyolίθοι 6. Πρασινίτες 7. Ασβεστόλιθοι 8. Μαύροι φυλλίτες 9. Μάρμαρα 10. Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι 11. Γνεύσιοι 12. Πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι 13. Σιπολίτες 14. Αμφιβολίτες 15. Ζώνη διάτμησης.

Fig. 2. Simplified lithostratigraphical - structural column of Tzena Mt. 1. Pinovon Limestones 2. Phyllites 3. Metasandstones 4. Metacalcareous rocks 5. Mylonitised metarhyolites 6. Greenstones 7. Limestones 8. Black phyllites 9. Marbles 10. Calc-schists 11. Gneiss 12. Piemontite schists 13. Cipolines 14. Amphibolites 15. Shear zone.

Δεδομένης της τέλει μεταμορφικής στρωμάτωσης που παρουσιάζουν οι γνεύσιοι και την παντελή έλλειψη καλιούχων αστρίων στη σύστασή τους, συμπεραίνεται ότι πρόκειται περί ενός σχηματισμού ιζηματογενούς προέλευσης, με πιθανό πρωτόλιθο ένα ψαμμίτη. Προς την κατεύθυνση αυτή συνηγορεί και το γεγονός της ύπαρξης των ανθρακικών οριζόντων εντός της ενότητας αυτής σε πρωτογενή επαφή με τα υπόλοιπα πετρώματα.

Τα σιπολινικά μάρμαρα αποτελούνται από: ασβεσίτη ± χαλαζία ± λευκό μαρμαρυγία. Οι πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι συνίστανται από: πιεμοντίτη + χαλαζία + λευκό μαρμαρυγία + επίδοτο + αμφίβολο ± γρανάτη ± τιτανίτη ± απατίτη ± ξιρκόνιο. Η μετατροπή των αμφιβόλων περιφερειακά σε ακτινόλιθο δείχνει ότι το πέτρωμα έχει υποστεί ανάδρομη μεταμόρφωση. Τέλος, οι αμφιβολίτες συνίστανται από: αμφίβολο + χλωρίτη + επίδοτο + χαλαζία ± αλβίτη.

Από την παραπάνω λιθολογική περιγραφή της ενότητας συμπεραίνεται ότι η πρωτογενής ακολουθία της μεταμορφωμένης σήμερα ενότητας των γνευσίων αποτέθηκε ως ιζηματογενή σειρά σε μία λεκάνη κλαστικής κατά κύριο λόγο ιζηματογένεσης. Η ηλικία της ενότητας συμπεραίνεται ως Άνω Παλαιοζωική - Τριαδική (Mercier, 1966).

2.2. Ενότητα μαρμάρων

Η ενότητα των μαρμάρων πάχους 900 μέτρων, βρίσκεται επάνω στην κατώτερη γνευσιακή ενότητα και η ηλικία της θεωρείται Τριαδική (Mercier, 1966).

Αποτελείται από συμπαγή μάρμαρα, με σύσταση και υφή που προδίδουν μετα-ανθρακικά πετρώματα νηριτικής προέλευσης και από ασβεστιτικούς σχιστόλιθους με σύσταση και υφή λεπτοπλακώδη που δείχνουν ημι-πελαγικής φάσης ασβεστόλιθους, πλούσιους σε αργιλικό ή μαργαϊκό υλικό.

Μικροσκοπικά, αποτελούνται σχεδόν αποκλειστικά από: ασβεσίτη + χαλαζία + λευκό μαρμαρυγία.

Προκύπτει λοιπόν ότι η πρωτογενής ακολουθία της ενότητας αποτέθηκε σε μία αβαθή λεκάνη νηριτικής έως ημιπελαγικής φάσης, που αποτελεί εξελικτική χρονικά συνέχεια της προηγούμενης.

2.3. Ενότητα μαύρων φυλλιτών

Η ενότητα των μαύρων φυλλιτών, με πάχος 200 μέτρα, υπέρκειται των μαρμάρων και θεωρείται νεότερη αυτών. Πρώτοι οι Μιγκίρος & Γαλέος (1990) διαχώρισαν τους φυλλίτες αυτούς ως διακριτή ενότητα, αφού ο Mercier (1966) δεν διαχωρίζει την ενότητα αυτή και θεωρεί τους μαύρους φυλλίτες μαζί με τα υπερκείμενα χαλαζιακά πορφυροειδή ως μία ενότητα Ιουρασιακής ηλικίας.

Η σειρά δομείται σχεδόν αποκλειστικά από μαύρους φυλλίτες, καθώς η μόνη ποικιλία της λιθολογίας οφείλεται στις χαλαζιακές φλέβες που έχουν διεισδύσει παράλληλα στην κύρια δομή – σχιστότητα των φυλλιτών. Πετρογραφικά, αποτελούνται από: χαλαζία + επίδοτο + χλωρίτη + γραφίτη ± αστρίους, με το χλωρίτη να υλοποιεί τη σχιστότητα.

Κατά την άποψή μας, οι μαύροι φυλλίτες προήλθαν από τη μεταμόρφωση πηλινικών πετρωμάτων παρουσία γραφίτη.

2.4. Μετα - Ηφαιστειοϊζηματογενής ενότητα

Η μετα - ηφαιστειοϊζηματογενής ενότητα υπέρκειται των μαύρων φυλλιτών, έχει πάχος 900 μέτρα, και εντάσσεται στην Ιουρασιακή ηφαιστειότητα του νησιωτικού τόξου που δημιουργήθηκε στην Τηθύ πριν το κλείσιμο του ωκεανού (Bebien et al., 1994).

Αποτελείται κυρίως από μυλονιτωμένους μεταρυσίλους (χαλαζιακά πορφυροειδή κατά Mercier, 1966) με παρεμβολές πρασινιτών. Υπάρχει τουλάχιστον ένας ανθρακικός ορίζοντας εντός της σειράς, με πάχος που δεν ξεπερνά τα 10 μέτρα.

Οι μεταρυσίλοι συνίστανται από: χαλαζία + αστρίους + λευκό μαρμαρυγία + χλωρίτη + επίδοτο + βιοτίτη. Η μυλονιτώση και ανακρυστάλλωση των πορφυροβλαστών χαλαζία είναι ιδιαίτερα έντονη, ενώ η σχιστότητα υλοποιείται κυρίως από λευκό μαρμαρυγία. Από την παραγένεση αυτή προκύπτει ότι οι ρυσίλοι μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Μέσα στην ενότητα παρεμβάλλονται οριζόντες πρασινιτών που πιθανώς αντιπροσωπεύουν τα μεταμορφικά προϊόντα είτε τόφων οι οποίοι συνόδευαν τις ρυολιθικές εκχύσεις, είτε αργιλικών ιζημάτων που παρενεστρώθηκαν εντός των ρυολίθων.

Οι πρασινίτες αυτοί συνίστανται από: λευκό μαρμαρυγία + χλωρίτη + επίδοτο + ακτινόλιθο. Η παρουσία ακτινόλιθου καθώς και ορυκτών της ομάδας των επιδότων, όπως ο ζωισίτης και ο κλινοζωισίτης, αποτελεί ένδειξη μεταμόρφωσης στην πρασινοσχιστολιθική φάση.

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της ενότητας είναι οι χαλαζιακές φλέβες που διατρέχουν τα πετρώματά της. Υπάρχουν φλέβες που έχουν διεισδύσει κατά μήκος νεότερων διαρρηξεων και δεν παρουσιάζουν ίχνη πλαστικής παραμόρφωσης και άλλες που είναι ουσιαστικά παράλληλες στην κύρια δομή των μεταμορφιτών ενώ και οι ίδιες είναι μεταμορφωμένες και παραμορφωμένες. Οι μετατεκτονικές χαλαζιακές φλέβες μέσα στα πετρώματα της ενότητας αυτής οφείλονται προφανώς σε νεότερες υδροθερμικές δράσεις, (ίσως αυτή που συνόδευσε την Τεταρτογενή ηφαιστειότητα της Αλμωπίας), δεδομένου μάλιστα ότι οι φλέβες είναι πολυπληθέστερες στους ανώτερους οριζόντες προς τα ΒΔ, δηλαδή πλησιάζοντας στην περιοχή της Τεταρτογενούς ηφαιστειότητας.

Από την παραπάνω λιθολογική περιγραφή της ενότητας συμπεραίνεται ότι υπήρχε μία λεκάνη σχετικά αβαθής, στην οποία εκχύθηκαν οι ρυσίλοι σε εναλλαγές με ιζήματα αργιλικής σύστασης.

2.5. Ενότητα μεταφλύσχη

Η ανώτερη ενότητα στην ορεινή μάζα της Τζένας είναι η ενότητα του μεταφλύσχη (Α. Ιουρασικό-Κ. Κρητικό) με πάχος 600 μέτρα.

Απαρτίζεται από εναλλαγές κυρίως φυλλιτών, μεταψαμμιτών και ψαμμιτομαργαϊκών ασβεστολίθων που συνιστούν μία μεταφλύσχική ακολουθία, η οποία διατρέχεται από χαλαζιακές φλέβες.

Η πρωτογενής ακολουθία της μεταμορφωμένης αυτής ενότητας αποτέθηκε σε ηπειρωτική καταφύρεια υπό

μορφή τουρβιδιτών με εναλλαγές λεπτόκοκκου και αδρόκοκκου υλικού. Η ενότητα του φλύσχη μπορεί να αποτελέσει συνέχεια της προηγούμενης ηφαιστειοϊζηματογενούς ενότητας των μεταρυσίθων από αβαθείς συνθήκες σε γειτονικές συνθήκες ηπειρωτικής κατοφρέας.

2.6. Ασβεστόλιθοι Πίνοβου

Η ορεινή μάζα του Πίνοβου αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από ελαφρά ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, που η ηλικία τους έχει πιστοποιηθεί με απολιθώματα, ως Άνω Κρητιδική (Mercier, 1966). Εντός της σειράς παρεμβάλλονται πετρώματα τύπου φλύσχη και όλη η ενότητα βυθίζεται ΒΔ, υπερκείμενη της ενότητας του μεταφλύσχη που περιγράφηκε παραπάνω.

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Η παρατήρηση στην ύπαιθρο αλλά και στο μικροσκόπιο δείχνει ότι στην περιοχή μελέτης δεσπόζει η επίδραση ενός κύριου τεκτονικού γεγονότος κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς (μετά το Άνω Κρητιδικό), συγχρόνως με μία ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση.

Η τεκτονική υφή του γεγονότος αυτού αποτυπώνεται πιο εντυπωσιακά στην κατώτερη γνευσιακή σειρά, στα ενδιάμεσα μάρμαρα και στους μυλονιτωμένους μεταρυσίθους και πιο ήπια στην ενότητα του μεταφλύσχη και στην ενότητα των φυλλιτών, πιθανόν λόγω της φύσης των υλικών.

Με βάση τα στοιχεία υφής της παραμόρφωσης εξακριβώθηκε ένα κυρίαρχο τεκτονικό γεγονός (D1). Τεκτονικές υφές αυτού του παραμορφωτικού γεγονότος αποτελούν μία καλά διατηρημένη διαμπερή σχιστότητα (S1) παράλληλα προς την αξονική επιφάνεια ισοκλινών πτυχών και κατά θέσεις intra-folial πτυχών. Η σχιστότητα αυτή είναι η κύρια σχιστότητα των λιθολογικών ενότητων που περιγράφηκαν παραπάνω και πάνω της αποτυπώνεται ευκρινώς μία L1 γράμμωση με σχετικά σταθερή ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση ανάπτυξης, που συνήθως βυθίζεται ΝΔ με μικρή γωνία κλίσης. Παράλληλα στην L1 γράμμωση έκτασης διατάσσονται οι b-άξονες των ισοκλινών πτυχών που συνδέονται συνήθως με την έντονη πτύχωση της προγενέστερης σχιστότητας ή στρώσης (So). Η S1 σχιστότητα αναπτύσσεται σε γενικές γραμμές με ΝΔ-ΒΑ παράταξη βυθιζόμενη προς τα ΒΔ. Τις περισσότερες φορές οι So επιφάνειες περιστρέφονται και τοποθετούνται παράλληλα στα επίπεδα της S1 σχιστότητας, έτσι ώστε η διάκρισή της να καθίσταται σχεδόν ανέφικτη.

Η L1 ορυκτολογική γράμμωση έκτασης διαμορφώνεται εντός των διάφορων λιθολογικών ενότητων από την παράλληλη τοποθέτηση ορυκτών όπως: χλωρίτης + λευκός μαρμαρυγίας + χαλαζίας.

Όλοι οι δείκτες κινηματικής και τα κριτήρια διάτμησης κατά το κυρίαρχο αυτό D1 τεκτονικό γεγονός έδειξαν μία συνολική ομοαξονική (?) παραμόρφωση είτε με φορά προς τα ΝΔ, είτε προς τα ΒΑ (Φωτ. 1).

Στα τελευταία στάδια της D1 τεκτονικής και σε ψυχρότερες πλέον συνθήκες, κι ενώ συνεχίζεται το κύριο διατμητικό γεγονός, συγχρόνως με μία αναθώλωση του ορογενούς αναπτύσσονται ζώνες διάτμησης μίας πιθανώς μη ομοαξονικής παραμόρφωσης με κύρια φορά κίνησης προς τα ΝΔ. Χαρακτηριστικότερη ζώνη διάτμησης είναι αυτή στο όριο γνευσίων – μαρμάρων.

Δεδομένου ότι η ΝΔ-ΒΑ γράμμωση δεν αναγνωρίστηκε στα ηφαιστειακά πετρώματα της Αλμωπίας, ηλικίας 5 Ma., ενώ εμφανίζεται και στα Άνω Κρητιδικής ηλικίας ανθρακικά πετρώματα του Πίνοβου (με μειωμένη βέβαια την ένταση της παραμόρφωσης), η σχετική ηλικία της παραμορφωτικής αυτής φάσης πιθανολογείται ως μετα - Άνω Κρητιδική και προ - Πλειοκαινική (Τριτογενές).

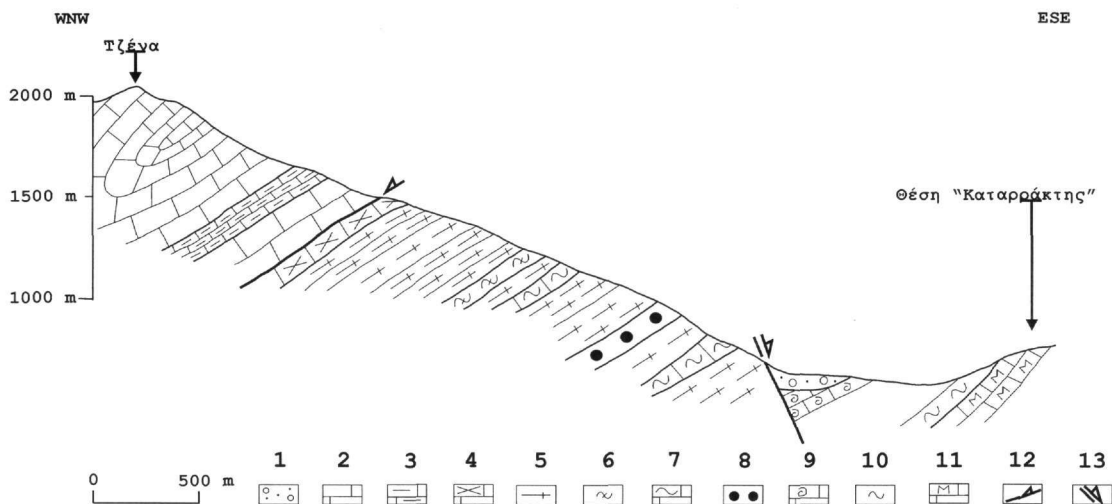
Το θέμα της σύνδεσης της παραμόρφωσης αυτής με τη Νεογενή εφελκυστική παραμόρφωση που κατακαρματίζει σε αμυγώς ρηξιγενείς (brittle) συνθήκες την περιοχή και δημιουργεί τη μεγάλη ρηξιγενή γραμμή της Αριδαίας (που διαχωρίζει το Πάικο από τη Τζένα), παραμένει ανοιχτό.

4. ΣΧΕΣΕΙΣ ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ

4.1. Η επαφή της κατώτερης γνευσιακής ενότητας με τα υπερκείμενα μάρμαρα

Καμμία αξιοσημείωτη ασυμφωνία δεν έχει μέχρι τώρα αναφερθεί μεταξύ των γνευσίων και των μαρμάρων, αντιθέτως περιγράφεται (Mercier, 1966) ότι οι γνεύσιοι μεταβαίνουν στα μάρμαρα ομαλά.

Από την εργασία υπαίθρου στην περιοχή, διαπιστώσαμε ότι υπάρχει τεκτονική επαφή μεταξύ της κατώτερης γνευσιακής ενότητας και των υπερκείμενων μαρμάρων, παρ' όλο ότι και οι δύο ενότητες βυθίζονται προς τα ΒΔ με φαινομενική συμφωνία (Σχ. 3).



Σχ. 3. Γεωλογική τομή της νοτιοανατολικής πλευράς του όρους της Τζένας. 1. Τεταρτογενείς αποθέσεις. 2-3: Ενότητα Μαρμάρων (2. Μάρμαρα, 3. Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι) 4-8: Ενότητα Γνευσίων (4. Ασβεστοπηριτιτικός τεκτονικός σχηματισμός της επαφής, 5. Γνεύσιοι, 6. Πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι, 7. Σιπολίνες 8. Αμφιβολίτες) 9-11: Πετρώματα του Πάικου (9. Ασβεστόλιθοι Άνω Κρητιδικού, 10. Σερικιτικοί σχιστόλιθοι, 11. Μάρμαρα Γκάντατς) 12. Ζώνη διάτμησης 13. Ρήγμα

Fig. 3. Geological cross-section in the southeastern part of Tzena Mt. 1. Quaternary deposits 2-3: Marbles unit (2. Marble, 3. Calc-schists) 4-8: Gneisses unit (4. Calc-silicate rocks of the tectonic contact, 5. Gneiss, 6. Piemontite schist, 7. Cipolines, 8. Amphibolites) 9-11: Rocks of Paikon Mt. (9. Upper Cretaceous limestones, 10. Sericitic schists, 11. Gandatch marbles) 12. Shear zone 13. Fault.

Πρόκειται για μία ζώνη διάτμησης με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και με φορά κίνησης προς ΝΔ, η οποία παρουσιάζει τη δομή που φαίνεται στη Φωτ. 1. Η παραμόρφωση εντός της ζώνης διάτμησης είναι πλαστική (ductile), ενώ σε μία θέση συνυπάρχουν πλαστική και ρηξιγενής (brittle) πιθανόν νεότερη παραμόρφωση με φορά προς ΝΔ. Τα μάρμαρα δηλαδή έχουν κινηθεί πάνω από τους γνευσίους κατά μήκος μίας ζώνης διάτμησης με κίνηση προς ΝΔ.

Ακριβώς κάτω από τη ζώνη επαφής οι γνεύσιοι έχουν προσλάβει Ca από τα μάρμαρα με αποτέλεσμα να αναπτύσσεται ασβεστοπηριτικός σχηματισμός πάχους 5 – 10 μέτρων. Πιστεύουμε ότι η ηρόδσληψη Ca οφείλεται στην ανάπτυξη θερμότητας λόγω της διάτμησης που συνέβη ακριβώς στο όριο, με αποτέλεσμα τη διάχυση περσίσεας Ca στους κατώτερους γνευσίους, με μηχανισμούς διάλυσης και εναπόθεσης (Passchier & Trouw, 1996).

Άγνωστη παραμένει η ακριβής ηλικία δημιουργίας της παραπάνω ζώνης διάτμησης. Εξάλλου, δεν γνωρίζουμε αν λειτούργησε μία ή περισσότερες φορές. Μπορούμε όμως να υποθέσουμε ότι η ζώνη διάτμησης γνευσίων – μαρμάρων με φορά προς ΝΔ σχηματίστηκε κατά την ίδια γεωλογική περίοδο με τη δημιουργία της διαμπερούς γραμμώσεως που διατρέχει όλα τα πετρώματα της ορεινής μάζας της Τζένας με διεύθυνση επίσης ΝΔ-ΒΑ.

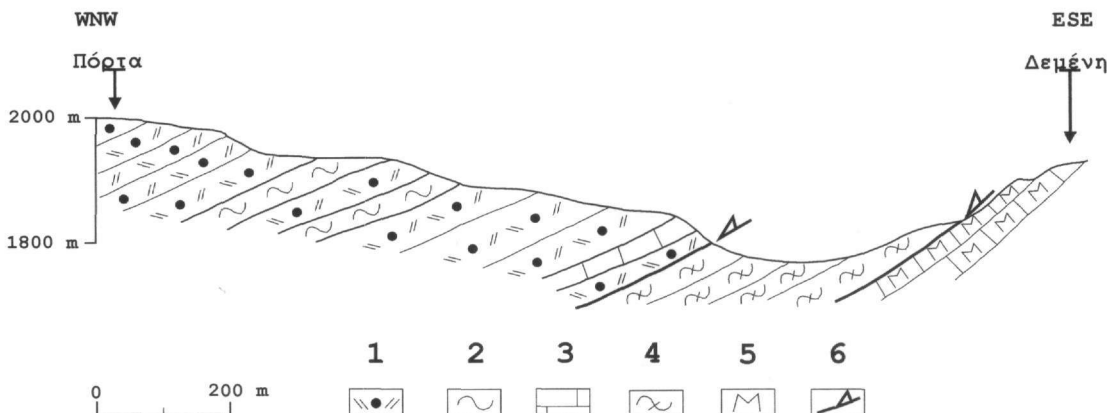
Με βάση την περιγραφή των δύο ενοτήτων και κυρίως της πιθανής ιζηματογενούς προέλευσεως των γνευσίων, η αρχική σχέση επαφής της γνευσιακής ενότητας με τα υπερκείμενα μάρμαρα ήταν πιθανότατα κανονική, αλλά ο τεκτονισμός του ορίου μετά το Άνω Κρητιδικό με τη διατμητική παραμόρφωση που περιγράφηκε παραπάνω δεν επιτρέπει τον ακριβή καθορισμό της αρχικής ιζηματογενούς σχέσης.

4.2. Επαφή της ενότητας των μαρμάρων με τους υπερκείμενους μαύρους φυλλίτες

Σε αναλογία με την περιγραφή του ορίου γνευσίων – μαρμάρων, η επαφή των μαρμάρων με τους υπερκείμενους μαύρους φυλλίτες φαίνεται να διαταράσσεται μόνο από νεότερες διατμήσεις – μυλονιτώσεις.

Έτσι, αν και φαινομενικά δημιουργείται η εντύπωση για μία σύμφωνη μετάβαση των πετρωμάτων των δύο ενοτήτων με γενική βύθιση προς ΒΔ, το σύνολο των πετρωμάτων των δύο ενοτήτων έχει υποστεί παραμόρφωση σε ζώνες διάτμησης - μυλονιτώσεως με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, που είναι η διεύθυνση της γραμμώσεως έκτασης,

χωρίς όμως να καταστεί δυνατός ο καθορισμός της φοράς της κίνησης κατά μήκος της ζώνης επαφής των μαρμάρων και φυλλιτών, όπως διαπιστώθηκε για την επαφή γνευσίων – μαρμάρων (Σχ. 4 & Φωτ. 1).



Σχ. 4. Γεωλογική τομή στο όρος Τζένα κατά μήκος των συνόρων (θέση Πόρτα). 1. Μυλονιτωμένοι μεταρυσίθιοι 2. Πρασινίτες 3. Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι 4. Μαύροι φυλλίτες 5. Μάρμαρα 6. Ζώνη διάτμησης.

Fig. 4. Geological cross-section in Tzēna Mt. along the frontiers (Porta site). 1. Mylonitised metarhyolites 2. Greenstones 3. Limestones 4. Black phyllites 5. Marbles 6. Shear zone.

4.3. Επαφή της ενότητας των μαύρων φυλλιτών με την υπερκείμενη μετα – ηφαιστειοϊζηματογενή ενότητα

Η ύπαρξη των μυλονιτωμένων μεταρυσίθιων, σε οριζόντες που υπέρκεινται άμεσα των μαύρων φυλλιτών αποτελεί ένδειξη ότι το όριο των δύο ενότητων είναι σήμερα τεκτονισμένο. Τα φαινόμενα μυλονιτίωσης δεν περιορίζονται βέβαια μόνο κοντά στην επαφή, αλλά σε όλη τη μάζα του μετα – ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού, πιστοποιώντας έτσι μία γενική διαμπερούς χαρακτήρα παραμόρφωση προσανατολισμού ΝΔ-ΒΑ. Η κύρια μάζα των μυλονιτωμένων μεταρυσίθιων είναι λεπτοκρυσταλλική, ανακρυσταλλωμένη με εντονότατη διάτμηση – μυλονιτίωση.

4.4. Επαφή της μετα – ηφαιστειοϊζηματογενούς ενότητας με τον υπερκείμενο μεταφλύσχη

Πρόκειται για μία σύμφωνη μετάβαση των μεταϊζημάτων της μετα – ηφαιστειοϊζηματογενούς ενότητας σε φυλλίτες του μεταφλύσχη.

Αν και η γράμμιση έκτασης προσανατολισμού ΝΔ-ΒΑ είναι διαμπερής, εντούτοις η ένταση της παραμόρφωσης στο μεταφλύσχη είναι αρκετά μειωμένη. Δεν παρατηρήθηκαν μυλονιτώσεις ανάλογες αυτών που παρατηρήθηκαν στους μεταρυσίθιους της υποκείμενης ενότητας. Η σύσταση και η παραμόρφωση των πετρωμάτων κοντά στη ζώνη επαφής δεν παρουσιάζει καμμία διαφορά από τους υπόλοιπους οριζόντες εντός των δύο ενότητων.

Έτσι, ο ιζηματογενής χαρακτήρας της αρχικής σχέσης επαφής μεταξύ των διαφόρων ενότητων διατηρείται πολύ καλύτερα εδώ στην επαφή της μετα – ηφαιστειοϊζηματογενούς ενότητας και του μεταφλύσχη, παρά στα υποκείμενα πετρώματα, στα οποία όπως περιγράφηκε παραπάνω η ένταση της παραμόρφωσης είναι μεγαλύτερη, φτάνοντας τη μέγιστη τιμή της στην κατώτερη ενότητα των γνευσίων.

Θα πρέπει εδώ να τονίσουμε την ύπαρξη τεκτονικών επιφανειών ολίσθησης με μικρή γωνία κλίσης, εντός της ενότητας του μεταφλύσχη και ακριβώς κάτω από την επαφή του με τα υπερκείμενα Άνω Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα του Πίνου. Πάνω στην τεκτονική επιφάνεια ολίσθησης, η οποία βυθίζεται ΒΔ, αποτυπώνεται μία γράμμιση έκτασης με προσανατολισμό ΝΔ-ΒΑ και με φορά κίνησης προς ΝΔ, όπως προκύπτει από την ύπαρξη ταινιών διάτμησης (shear bands).

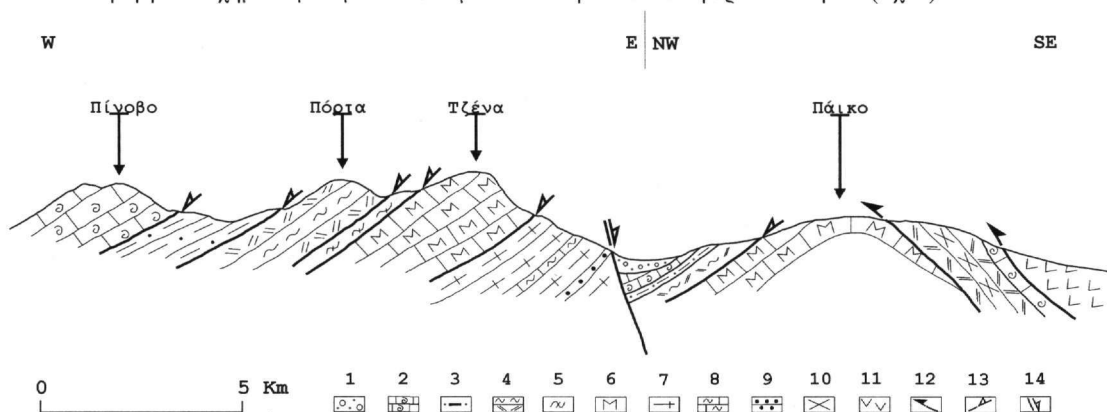
Πιστεύουμε ότι οι τεκτονικές αυτές επιφάνειες ολίσθησης και οι ζώνες διάτμησης σχηματίστηκαν κατά τον ίδιο γεωλογικό χρόνο τόσο με τη ζώνη διάτμησης γνευσίων – μαρμάρων όσο και με τη γενική μυλονιτίωση και διάτμηση του συνόλου της ορεινής μάζας της Τζένας με προσανατολισμό ΝΔ-ΒΑ, μετά το Άνω Κρητιδικό.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Μέχρι πρότινος ήταν γενικά παραδεκτό ότι μεταξύ των πετρωμάτων της ορεινής μάζας της Τζένας επικρα-

τεί μία σχέση πρωτογενούς συμφωνίας, η οποία ουσιαστικά διατηρήθηκε παρά την όποια μεταμόρφωση και παραμόρφωσή τους.

Η άποψη που τεκμηριώνεται εδώ είναι ότι η ορεινή μάζα της Τζένας αποτελεί ως σύνολο μία μεταμορφωμένη ιζηματογενή ακολουθία με παρενεστρώσεις ηφαιστειακών υλικών, η οποία υπέστη στη συνέχεια μία ισχυρή διάτμηση και μυλονιτίωση. Η διατμητική αυτή παραμόρφωση επέδρασε σε όλες τις ενότητες της Τζένας με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, με σύγχρονη ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Από τη σχετική χρονολόγηση προκύπτει ότι η παραμόρφωση αυτή έλαβε χώρα στο Τριτογενές και προκάλεσε κυρίως την προς τα ΝΔ διαφυγή των σχηματισμών με τεκτονισμό των επαφών των διαφόρων ενότητων (Σχ. 5).



Σχ. 5. Σχηματική γεωλογική τομή των ορεινών όγκων της ζώνης Πάικου δηλ. του Πίνου, της Τζένας και του Πάικου. 1. Τεταρτογενείς αποθέσεις 2. Ανω Κρητιδικό ασβεστόλιθοι Πινόβου 3. Μεταφλύσχης 4. Μετα-ηφαιστειοιζηματογενής ενότητα 5. Μαύροι φυλλίτες 6. Μάρμαρα 7. Γνεύσιοι 8. Σιπολίτες 9. Αμφιβολίτες 10. Ορθογενέσιοι Καστανερί 11. Οφιόλιθοι Γευγελής 12. Επωθήσεις-Εφιππεύσεις 13. Εφελκυστικά ρήγματα αποκόλλησης-ζώνες διάτμησης 14. Ρήγμα.

Fig. 5. Schematic geological cross-section of Paikon zone mountains, i.e. Pinovon, Tzena and Paikon Mts. 1. Quaternary deposits 2. Upper Cretaceous limestones of Pinovon 3. Metaflysch 4. Meta-volcanosedimentary unit 5. Black phyllites unit 6. Marbles 7. Gneiss 8. Cipolines 9. Amphibolites 10. Kastaneri orthogneiss 11. Gevgeli ophiolites 12. Thrust 13. Detachment-shear zone 14. Fault.

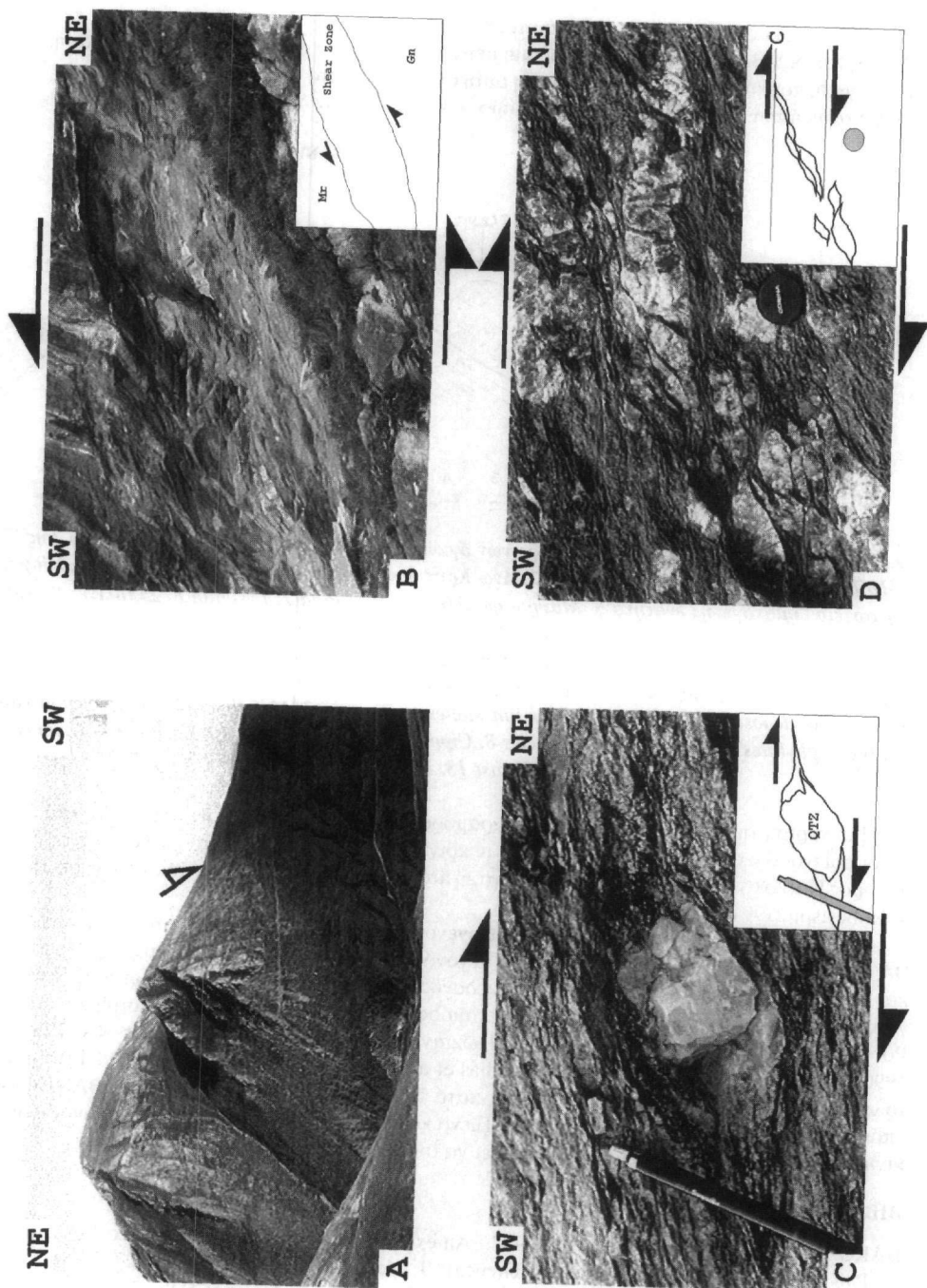
Η σύγκριση της ΝΔ-ΒΑ Τριτογενούς παραμόρφωσης της Τζένας με την αντίστοιχη στο Πάικο πιστοποιεί ότι οι ορεινοί όγκοι Τζένας και Πάικου είχαν κοινή τεκτονική ιστορία κατά το Τριτογενές δεδομένου ότι και στο όρος Πάικο αναφέρεται ανάλογη διατμητική παραμόρφωση του Τριτογενούς με κίνηση προς τα ΝΔ (Brown & Robertson, 1994).

Από τη σύγκριση και συσχέτιση του Τριτογενούς D1 παραμορφωτικού αυτού γεγονότος διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ με το ανάλογης ηλικίας και διεύθυνσης γεγονός που έχει βρεθεί σε άλλες περιοχές της Βόρειας Ελλάδας και συγκεκριμένα στη Ροδόπη, τη Σερβομακεδονική και τον Όλυμπο, συμπεραίνεται ότι πρόκειται για το ίδιο γεγονός που προκάλεσε την εκταφή των μεταμορφικών συμπλεγμάτων (Metamorphic Core Complexes) στη Ροδόπη και τη Σερβομακεδονική κατά το Ηώκαινο – Ολιγόκαινο, με φορά προς ΝΔ (Kilias & Mountrakis, 1990, Sokoutis et al., 1993, Dinter, 1998, Kilias et al., 1999) και την εκταφή των HP/LT μεταμορφωμένων πετρωμάτων στην περιοχή Ολύμπου - Όσσας κατά το Ολιγόκαινο με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ (Kilias, 1995). Είναι επομένως πολύ πιθανό ότι το ορογενές στη Τζένα κατά το Τριτογενές σταδιακά ανηψώνεται συγχρόνως με την κίνηση προς ΝΔ, φαινόμενα τα οποία πρέπει να συνδέονται με εφελκυσμό.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BAROZ F., BEBIEN J., IKENNE M., 1987. An example of HP-LT metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon series (Innermost Hellenides, Greece). J. Metamorphic Geol., 5, 509-527.
- BEBIEN J., PLATEVOET B., MERCIER J., 1994. Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides: Contribution of the volcanic rock studies. Bulletin of the Geol. Society of Greece, vol. xxx/1, p. 63-67, 7th Congress, Thessaloniki.
- BROWN S., ROBERTSON A., 1994. New structural evidence from the Mesozoic-early Tertiary Paikon unit, Northern Greece. Bulletin of the Geol. Society of Greece, vol. xxx/1, p. 159-170, 7th Congress, Thessaloniki.

Φωτ. 1. Α. Πανοραμική εικόνα της ζώνης διάτμησης της επαφής μαύρων φυλλιτών - μαρμάρων. Β. Λεπτομέρεια της ζώνης διάτμησης του ορίου γνευσίων - μαρμάρων. Γ. σ-κλάστης εντός της κατώτερης γνευσιακής ενότητας. Δ. S-C υφή εντός της κατώτερης γνευσιακής ενότητας.
 Phot. 1. A. Panoramic view of the shear zone along the contact between black phyllites and marbles. B. A detail picture of the shear zone in the contact between gneisses and marbles. C. σ-clast within lower gneiss unit. D. S-C texture within lower gneiss unit.



- DINTER D., 1998. Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: Origin of the north Aegean basin. *GSA Bulletin*, Vol. 110, No. 9, p. 1208-1230.
- FERRIERE J., STAIS A., 1994. Un ou des bassin(s) Tethysien(s) Vardarien(s) au Mésozoïque? *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, vol. xxx/1, p. 91-103, 7th Congress, Thessaloniki.
- GODFRIAUX I., RICOU L. E., 1991. Le Paicon, une fenêtre tectonique dans les Hellenides Internes (Macedoine, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Serie 2, p. 1479-1484.
- HANMER S., PASSCHIER C.W., 1991. Shear - Sense Indicators: A Review. *Geol. Survey of Canada*, 90-17, p. 72.
- KILIAS A., MOUNTRAKIS D., 1990. Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geol. Rhodopica*, 2nd Hell. – Bulg. Symposium, Thessaloniki, p. 100 – 116.
- KILIAS A., 1995. Tectonic evolution of the Olympus-Ossa Mt.: Emplacement of the blueschists unit in eastern Thessaly and exhumation of Olympus-Ossa carbonate dome as a result of tertiary extension (Central Greece). *Mineral Wealth* 96/1995.
- KILIAS A., FALALAKIS G., MOUNTRAKIS D., 1999. Cretaceous – Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). *Int. Journal of Earth Sciences*, 88, p. 513-531.
- MERCIER J., 1966. Etude géologique des zones Internes des Hellenides en Macedoine centrale. Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellenides. Thesis, Paris, *Ann. Geol. Payw Hell.*, 20 (1968), *Δανβέçç*, p. 751-779.
- MERCIER J., VERGELY P., BEBIEN J., 1975. Les ophiolites helléniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne? – *C.R. somm. Soc. Geol. France*, 4, 108-112.
- MIGIROS G., GALEOS A., 1990. Tectonic and stratigraphic significance of the Ano Garefic ophiolitic rocks, (Northern Greece). Ophiolites, oceanic crustal analogues. *Proceedings of the symposium "Troodos 1987"*. Edited by J. Malpas et al., p. 279-284.
- PASSCHIER C.W., TROUW R.A.J., 1996. *Micro – Tectonics*. Springer – Verlag, New York, 289 p.
- RICOU L. E., GODFRIAUX I., 1991. Une coupe à travers les ophiolites et gneiss allochtones entre le massif Pelagonien et la fenêtre du Paikon (Grèce du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Serie 2, p. 1595-1601.
- RICOU L. E., GODFRIAUX I., 1995. Mise au point sur la fenêtre multiple du Paikon et la structure du Vardar en Grèce. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, Serie 2a, p. 601-608.
- SOKOUTIS D., BRUN J.P., VAN DEN DRIESCHE J., PAVLIDES S., 1993. A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geological Society*, Vol. 150, p. 243-246.