

Ριζική αναθεώρηση των συνθηκών μεταμόρφωσης της ανατολικής περιοδοπικής ζώνης. Ενδείξεις περί υψηλών πιέσεων στους ιζηματογενείς σχηματισμούς και εγκεκλεισμένους γνευσίους στην περιοχή Νέας Μάκρης Αλεξανδρουπόλεως, Δυτική Θράκη*

Ν. ΙΩΑΝΝΙΔΗΣ¹, Δ. ΚΩΣΤΟΠΟΥΛΟΣ^{1#} και Σ. ΣΚΛΑΒΟΥΝΟΣ¹

ABSTRACT

The metasedimentary Makri Unit is composed, from bottom to top, of metaconglomerates, metagraywackes, crystalline limestones, phyllites, quartzites and greenstones. Lateral transitions, particularly among the upper horizons of the above formations are often observed. Optical and electron probe micro-analytical work in conjunction with thermodynamic calculations suggest that the sedimentary protoliths of the Makri Unit have undergone high-pressure greenschist facies metamorphism. The typical high-P greenschist assemblage is (high-Si) phengite-actinolite-chlorite-epidote-albite-quartz. The new high-P greenschist facies P-T conditions are estimated to have been 5.6-7.5 kb and 310°-340° C respectively. This constitutes a fundamental revision of the views previously held regarding the metamorphic evolution of the eastern Circum-Rhodope belt. Metamorphic P-T conditions that range from 6-7 kb at 300°C to 8-9 kb at 400°C have also been reported recently for volcanosedimentary and pelitic rocks from the western Circum-Rhodope belt.

Slivers of paragneisses, migmatitic at places, possibly tectonically inserted in the greenstones, have also been observed in the area for the first time. Preliminary work on the gneisses has revealed the presence of remnants of minerals indicative of high- to very high-pressure metamorphism. Such minerals include phengite, high-Al titanite, rutile, and 'titanian K-feldspar', the latter tentatively interpreted here as titanian K-hollandite. Their presence suggests that the protoliths of the gneisses were transported to depths corresponding to pressures prevailing at least at the lower crust - upper mantle boundary.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Την μετα-ιζηματογενή σειρά της Ενότητας Μάκρης αποτελούν μετακροκαλοπαγή έως μεταγραουβάκες, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι έως και μάρμαρα, φυλλίτες έως αργιλλικοί σχίστες, χαλαζίτες και πρσιινόλιθοι. Οι σχηματισμοί αυτοί στους ανώτερους οριζοντίες τους έχουν σχέση πλευρικών μεταβάσεων. Από την οπτική και ηλεκτρονική μικρο-αναλυτική ορυκτολογική μελέτη, σε συνδυασμό με θερμοδυναμικούς υπολογισμούς, προκύπτει ότι τα πετρώματα έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες

FUNDAMENTAL REVISION OF THE CONDITIONS OF METAMORPHISM IN THE EASTERN CIRCUM - RHODOPE BLET. HIGH - PRESSURE EVIDENCE IN THE SEDIMENTARY ROFMATIONS AND INCLUDED GNEISSES IN THE NEA MAKRI AREA NEAR ALEXANDROUPOLI,S WESTERN THRACE

1 Department of Geology, Aristotle University, Thessaloniki, GR-540 06, GREECE.

Corresponding author: Tel.: +30-31-998142; E-mail: nikm@geo.auth.gr

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

πρασινोσχιστολιθικής φάσης υψηλής πίεσης (χαρακτηριστική παραγένεση: ακτινόλιθος-κλωρίτης-επίδοτο-αλβίτης-χαλαζίας), γεγονός που αναθεωρεί ριζικά τις μέχρι πρότινος κρατούσες απόψεις. Αυτό ενισχύεται και με την παρουσία λευκών μαρμαρυγιών με μεγάλη περιεκτικότητα σε σελαδονίτη (φεγγίτες) οι οποίοι αποτελούν την παλαιότερη γενεά, ενώ μαρμαρυγίες λιγότερο φεγγιτικοί αποτελούν τη νεότερη, χωρίς να συνδέονται με νέα σχιστότητα. Οι καινούργιες προσδιορισθείσες τιμές πίεσης και θερμοκρασίας στους πρασινολίθους είναι της τάξεως των 5,6-7,5 kb και 310°-340°C αντιστοίχως. Μεταμορφικές P-T συνθήκες που κυμαίνονται από 6-7 kb στους 300°C έως 8-9 kb στους 400°C έχουν επίσης αναφερθεί προσφάτως για ηφαιστειοκλαστικά και ηλιτικά πετρώματα της Δυτικής Περιροδοπικής.

Στην περιοχή της Μάκρης εντοπίζονται επίσης για πρώτη φορά εμφανίσεις γνευσίων, ενίοτε μιγματικών, που πιθανώς παρεμβλήθηκαν τεκτονικώς εντός των πρασινολίθων. Η περιοχική μεταμόρφωση των μετα-ιζημάτων και η ανάδρομη των εγκεκλεισμένων γνευσίων θεωρούνται ως σύγχρονα συμβάντα. Στους γνευσίους, η παρουσία υπολειμματικών ορυκτών που αποτελούν δείκτες υψηλής έως πολύ υψηλής πίεσης, όπως φεγγίτης, τιτανίτης με υψηλή περιεκτικότητα σε Al_2O_3 , ρουτίλιο και 'τιτανιούχος καλιούχος άστριος' (πιθανώς δομικώς Ti K-ολλανδίτης), φαίνεται να επιβεβαιώνει την υπόθεση ότι η προϊούσα μεταμόρφωσή τους έγινε σε βάθη που αντιστοιχούν κατ'ελάχιστον στον κάτω φλοιό - άνω μανδύα.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

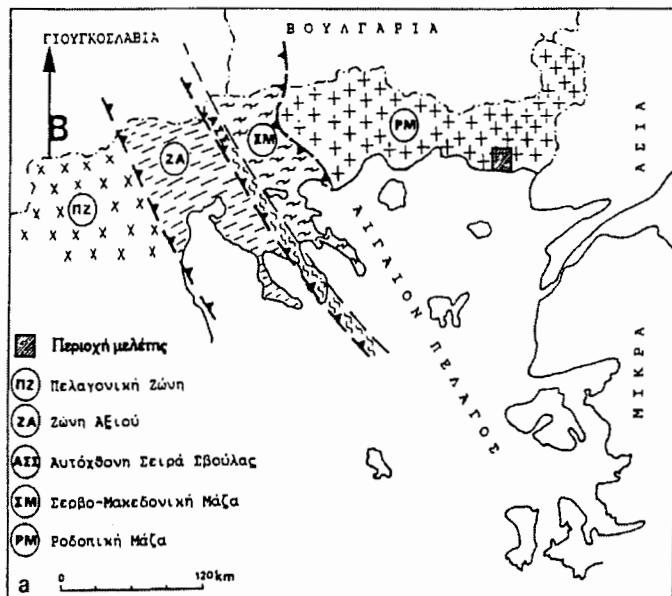
Η παρούσα εργασία έχει ως σκοπό την εξακρίβωση των συνθηκών μεταμόρφωσης των μετα-ιζημάτων της Ενότητας Μάκρης καθώς και των παρεμβαλλομένων γνευσιακών πετρωμάτων που για πρώτη φορά εντοπίζονται στη συγκεκριμένη περιοχή. Στο κείμενο που ακολουθεί παρατίθενται τα νέα στοιχεία που προέκυψαν και τα οποία φαίνεται ότι οδηγούν σε νέα συμπεράσματα για την γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής.

2. ΘΕΣΗ-ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η μελετούμενη περιοχή εκτείνεται Δ-ΒΔ της Αλεξανδρουπόλεως μέχρι τα όρια των νομών Ροδόπης και Έβρου, ενώ προς Νότο βρέχεται από το Αιγαίο πέλαγος (Σχ.1α). Γεωτεκτονικά εντάσσεται στις Εσωτερικές Ελληνίδες Ζώνες. Σύμφωνα με τους Kauffman et al. (1976) και άλλους μεταγενέστερους ερευνητές αποτελεί προέκταση της Περιροδοπικής Ζώνης, ενώ σύμφωνα με τους Χατζηδημητριάδη (1990α), Ιωαννίδη (1998) και Ιωαννίδη κ.ά. (1998) αποτελεί μία ξεχωριστή Ενότητα, η οποία οφείλεται στο σχηματισμό μιας ενδο-ηπειρωτικής θάλασσας με σύγχρονη απόθεση ιζημάτων επί του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της Ροδοπικής μάζας. Οι Ricou et al. (1998) απορρίπτουν την ερμηνεία της ανατολικής

Περιροδοπικής ως ιζηματογενούς καλύμματος της Ροδόπης- αντιθέτως την θεωρούν ως ράκος (klippe) πάνω στα μεταμορφικά της Ροδόπης με προέλευση την Ιουρασική λεκάνη των μαύρων αργιλικών σχιστών της Strandza της Βουλγαρίας.

Οι Μαράτος και Ανδρονόπουλος (1964α, β, γ, 1965) και Maratos et al. (1977), θεωρούν τη φυλλιτική σειρά της Ενότητας Μάκρης ως τον υπερκείμενο ορίζοντα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της Ροδόπης. Η παραπάνω Ενότητα σύμφωνα με τους Papadopoulos (1980, 1982), Cheliotis (1986) και Μπόσκος κ.ά. (1988) αποτελεί τμήμα ή τεκτονικό υπόλειμμα της Περιροδοπικής Ζώνης, η οποία γεωτεκτονικά ανήκει στο Μεσοζωικό γεωσύγκλινο της Τηθύος (Neo-Τηθύς). Οι σχηματισμοί της Περιροδοπικής αποτελούν επωθημένα τμήματα που περιβάλλουν τη Σερβο-Μακεδονική και Ροδοπική μάζα (Papadopoulos et al., 1989) και εκτείνονται πιθανώς μέχρι τη ζώνη της Strandza στη Βουλγαρία (Boyanov & Trifonova, 1978; Boyanov & Budurov, 1979). Οι Chatzidimitriadis & Staikopoulos (1987) και ο Χατζηδημητριάδης (1990α, β) ερμηνεύουν την Ενότητα Μάκρης ως μία ιζηματογενή ακολουθία, η οποία απετέθη επί του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της Ροδόπης κατά τη διάρκεια του Περμο-Τριαδικού σε ένα περιβάλλον περιθωριακής



Σχ. 1 α. Γεωτεκτονική ταξινόμηση των Εσωτερικών Ελληνίδων Ζωνών. β. 1: Κρυσταλλοοξιοτώδες υπόβαθρο (Προ - Παλαιοζωϊκό). 2: Μεταϊζηματογενής σειρά από κροκαλοπαγή έως μεταγραιοβάκες, κρυσταλλικούς ασβεστολίθους έως μάρμαρα, φυλλίτες και πρασινολίθους (Υποκείμενα προς υπερκείμενα - Λιθανθρακοφόρο έως Κάτω Ιουρασικό). 3: Μεταβασίτες (Μεταγάβροι έως μεταδιάβασες, Προ - Μέσο Ιουρασικό). 4: Ασβεστόλιθοι Άνω Ιουρασικής ηλικίας. 5: Ασβεστόλιθοι Ηωκαινικής ηλικίας. 6: Ρήγματα. 7: Σχιστότητες. 8: Άξονες πτυχής.

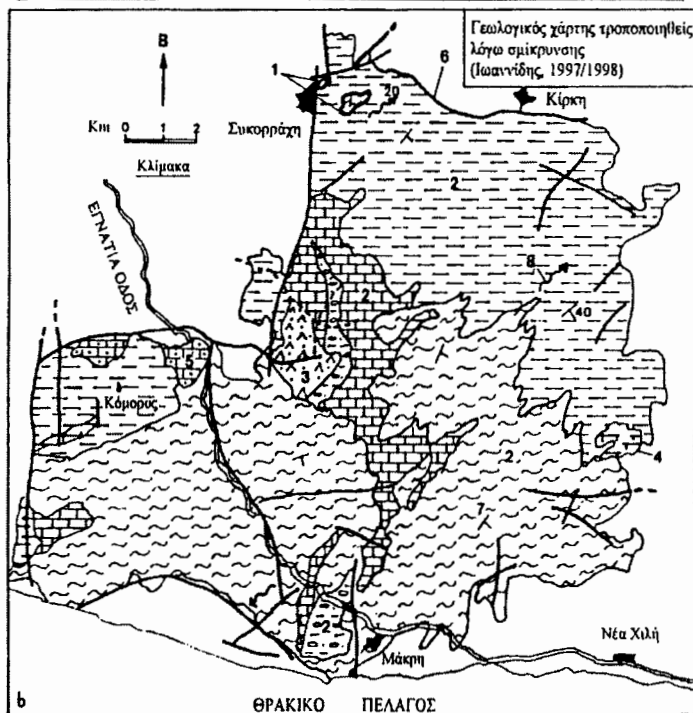


Fig. 1 a. Geotectonic classification scheme of the Internal Hellenide Zones. b.1: Crystalline basement (Precambrian to Palaeozoic). 2: Metasediments including from underlying to overlying: metaconglomerates to metagreywackes, crystalline limestones to marbles, phyllites and greenstones (Carboniferous to Lower Jurassic). 3: Metabasites (metagabbros to metadiabases, Pre-Middle Jurassic). 4: Limestones (Upper Jurassic). 5: Limestones (Eocene). 6: Faults. 7: Schistosity planes. 8: Fold axes.

θάλασσας. Οι Ιωαννίδης (1998) και Ιωαννίδης κ.ά. (1998) διαφοροποιούνται από τους ανωτέρω ερευνητές στο ότι η ιζηματογένεση λαμβάνει χώ-

ρα πιθανώς από το Λιθανθρακοφόρο (Τετρακόραλλιο *Cyathoclisia Modavensis*) έως το Κάτω Ιουρασικό (*Megalodon*), με την ανάπτυξη μιας ενδο-

ηπειρωτικής θάλασσας στην ευρύτερη περιοχή της Μάκρης.

Γνευσιακά πετρώματα εντοπίστηκαν επίσης για πρώτη φορά εντός της Ενότητας Μάκρης πλησίον του χωριού Συκορράχη (βλ. Σχ.1b). Πρόκειται για παραγνευσίους, ενίοτε μιγματικούς, περιορισμένης έκτασης εμφάνισης (μερικές δεκάδες μέτρα), των οποίων η επαφή με τους περιβάλλοντες πρασινολίθους φαίνεται να είναι τεκτονική (ολισθόλιθοι).

Η πτυχωσιγενής τεκτονική που διέπει την Ενότητα Μάκρης εκφράζεται από δύο φάσεις (πλαστικών) παραμορφώσεων. Η πρώτη φάση σχετίζεται με τη δημιουργία κλειστών, ασύμμετρων, υπο-ισοκλινών πτυχών, συγχρόνως με τη μεταμόρφωση, γεγονότα που λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού. Η δεύτερη φάση συνδυάζεται με τον σχηματισμό ανοιχτών πτυχών οι οποίες επηρεάζουν τις αρχαιότερες, αποτελώντας κατ' αυτόν τον τρόπο νεότερο παραμορφωτικό συμβάν (Ανω Ιουρασικής ή μικρότερης ηλικίας), χωρίς να δημιουργούν νέα οπισθότητα (Ιωαννίδης κ.ά., 1998).

3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ-ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ

α) Μετα-ιζηματογενής σειρά

Τα μετα-ιζήματα που αποτελούν την Ενότητα Μάκρης, από τους βαθύτερους προς τους ανώτερους στρωματογραφικούς ορίζοντες, είναι: Μετακροκαλοπαγή έως μεταγρσουβάκες, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι έως και μάρμαρα, φυλλίτες έως αργιλλικοί σχίστες, χαλαζίτες και πρασινόλιθοι. Οι μετακροκαλοπαγείς σχηματισμοί αποτελούνται από κροκάλες και λατύπες γαλακτόχρωμου χαλαζία και αστρίων, με υλικό συνοχής το οποίο αποτελείται κυρίως από λευκό μαρμαρυγία. Κατά τόπους παρατηρούνται μεγάλες γνευσιακές λατύπες καθώς και κερατολιθικές (λυδιτικές) κροκάλες με κακό βαθμό στρογγύλωσης. Μεταξύ των ανωτέρω λιθολογικών τύπων παρατηρούνται πλευρικές μεταβάσεις, ιδιαίτερα στους

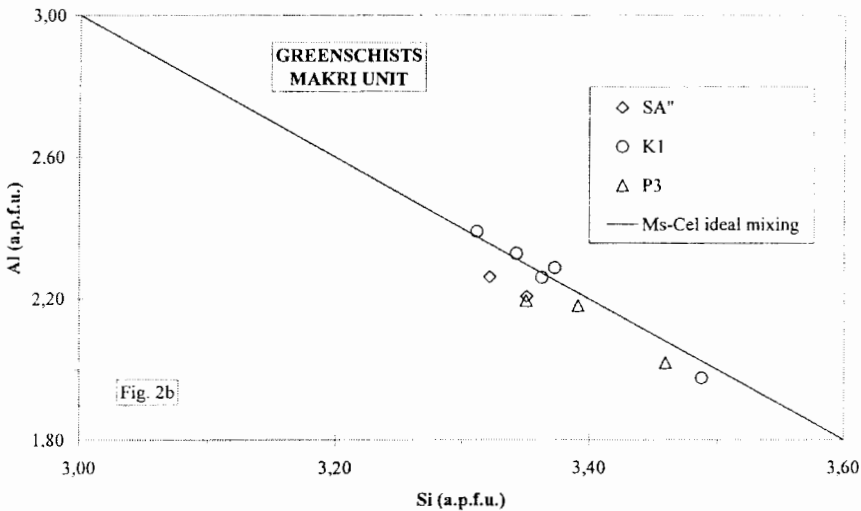
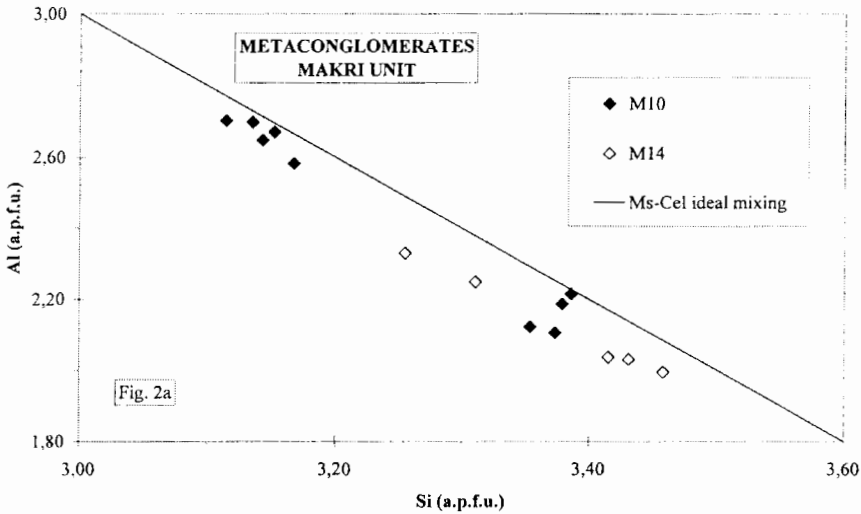
ανώτερους ορίζοντές τους.

Κατά τη αναλυτική μικροσκοπική εξέταση⁵ των μετακροκαλοπαγών και φυλλιτών η κύρια ορυκτολογική παραγένεση που παρατηρείται είναι: χαλαζίας + αλβίτης + φεγγίτης + χλωρίτης + επίδοτο + ασβεσίτης. Σύμφωνα με τους Winkler (1979), Wimmenauer (1985) και Bucher & Frey (1994), η μεταμορφική αυτή παραγένεση εντάσσεται στην πρασινοσχιστολιθική φάση.

Εντός των μετακροκαλοπαγών σχηματισμών παρατηρούνται επίσης απατίτες, μαγνητίτης, ζιρκόνιο και ελάχιστος ακτινόλιθος, ενώ σπασίματα των κροκαλών πληρούνται από γραφίτη. Σπανίως, κρυσταλλικός εξαγωνικός γραφίτης απαντάται και στο υλικό συνοχής. Μέσα σε κροκάλες αλβιτών διαπιστώνονται εγκλείσματα από απατίτη, φεγγίτη και σιδηροπυρίτη, ενώ μέσα σε φεγγίτη παρατηρείται καθαρό ρουτίλιο μεγέθους 2 μm. Οι φεγγίτες που αποτελούν το υλικό συνοχής έχουν πλούσια περιεκτικότητα σε πυρίτιο, που κυμαίνεται από 3,26 έως 3,46 a.p.f.u. (11 O) (Πίνακας 1, Σχ.2a), γεγονός που υποδηλώνει ότι η μεταμόρφωση γίνεται σε υψηλή πίεση (Massone & Szpurka, 1997). Κατά τόπους παρατηρούνται μαρμαρυγίες λιγότερο φεγγιτικοί, των οποίων η περιεκτικότητα σε πυρίτιο κυμαίνεται από 3,11 έως 3,17 a.p.f.u. (11 O), διατηρώντας σταθερή χημική σύσταση τόσο στον πυρήνα όσο και στην περιφέρειά τους. Πρόκειται για νέα γενεά μαρμαρυγιών που ο σχηματισμός τους πιθανόν να οφείλεται στη νεότερη τεκτονική που κυριαρχεί σε όλους τους σχηματισμούς και εκφράζεται με τη δημιουργία ανοιχτών πτυχών.

Στους πρασινολιθικούς σχηματισμούς η μικροσκοπική αναλυτική μελέτη έδειξε την εξής ορυκτολογική παραγένεση: ακτινόλιθος + χαλαζίας + επίδοτο (ζοϊσίτης/κλινοζοϊσίτης) + φεγγίτης + αλβίτης + χλωρίτης + ασβεσίτης + τιτανίτης. Το αρχικό υλικό προέλευσης των πρασινολιθών ήταν κατά πάσα πιθανότητα ίζημα βασικής σύστασης, ίσως ασβεστιτική άργιλλος ή μάργα (Ιωαννίδης, 1998· Ιωαννίδης κ.ά., 1998). Ο ακτινό-

⁵ Ηλεκτρονική μικροανάλυση με σύστημα διασποράς ενέργειας (EDS), καθοδηγούμενη από σύστημα Link ISIS και υποβοηθούμενη από εικόνες οπισθο-σκέδασης ηλεκτρονίων (BSE) υψηλής ευκρίνειας.



Σχήμα 2α. Συμμεταβολή αργιλίου-πυριτίου στο πλέγμα των φεγγιτών από τους μετακροκαλοπαγείς σχηματισμούς της ενότητας Μάκρης.

Σχήμα 2β. Συμμεταβολή αργιλίου-πυριτίου στο πλέγμα των φεγγιτών από τους πρασινολιθικούς σχηματισμούς της ενότητας Μάκρης.

Ms-Cel ideal mixing: Ιδεατή μίξη ακραίων μελών μοσχοβίτη-σελαδονίτη.

Τα κατιόντα υπολογίστηκαν με βάση τα 11 οξυγόνα ανά δομική μονάδα.

λιθος κατά θέσεις κλωριτώνεται, ενώ παρατηρούνται εντός αυτού και εγκλείσματα από μαγνητίτη, επίδοτο, φεγγίτη και τιτανίτη, ο οποίος σπο-

ραδικά περιέχει εγκλείσματα μαγνητίτη. Οι φεγγίτες έχουν υψηλή περιεκτικότητα σε πυρίτιο (3,31-3,49 a.p.f.u. [11 O]) (βλ. Πίνακα 1 & Σχ.2b),

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις ορυκτών υψηλής πίεσης στα πετρώματα της Ενότητας Μάκρης

Πέτρωμα	Κροκαλοπαγές					Πρασινόλιθος					Γνεύσιος					
	M10	M10	M14	M14	SA"	K1	K1	Φεγγίτης	Φεγγίτης	P3	P3	Φεγγίτης	Φεγγίτης	RM	GNI	
Δείγμα	M10	M10	M14	M14	SA"	K1	K1 <td>Φεγγίτης <td>Φεγγίτης <td>P3 <td>P3 <td>Φεγγίτης <td>Φεγγίτης <td>RM</td> <td>GNI</td> </td></td></td></td></td></td>	Φεγγίτης <td>Φεγγίτης <td>P3 <td>P3 <td>Φεγγίτης <td>Φεγγίτης <td>RM</td> <td>GNI</td> </td></td></td></td></td>	Φεγγίτης <td>P3 <td>P3 <td>Φεγγίτης <td>Φεγγίτης <td>RM</td> <td>GNI</td> </td></td></td></td>	P3 <td>P3 <td>Φεγγίτης <td>Φεγγίτης <td>RM</td> <td>GNI</td> </td></td></td>	P3 <td>Φεγγίτης <td>Φεγγίτης <td>RM</td> <td>GNI</td> </td></td>	Φεγγίτης <td>Φεγγίτης <td>RM</td> <td>GNI</td> </td>	Φεγγίτης <td>RM</td> <td>GNI</td>	RM	GNI	
Ορυκτό	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Φεγγίτης	Τιτανίτης
SiO ₂	47,04	50,14	48,60	49,86	50,48	48,29	52,10	50,50	50,63	64,98	64,98	49,47	30,15			
TiO ₂	0,49	0,60	0,40	0,41	0,60	0,25	0,33	0,22	0,04	0,72	0,72	0,23	31,84			
Al ₂ O ₃	33,79	27,21	28,77	24,89	28,69	28,36	25,04	27,82	25,07	18,37	18,37	27,72	6,51			
FeO	1,90	3,83	4,52	5,34	3,18	2,94	3,50	3,13	3,83	0,12	0,12	4,36	0,28			
MnO	0,05	0,06	0,03	0,21	0,02	0,05	0,05	0,11				0,11				
MgO	0,81	2,52	1,83	2,71	2,71	1,80	3,55	2,91	3,17			3,01				
CaO	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,10					0,04				
Na ₂ O	0,64	0,21	0,29	0,01	0,29	0,24	0,11	0,26	0,24	0,34	0,34	0,33	0,02			
K ₂ O	9,97	10,68	11,23	10,28	10,56	9,55	10,43	10,97	10,98	15,71	15,71	10,40	0,05			
Cr ₂ O ₃	0,11	0,09	0,14	0,08	0,08	0,03	0,10	0,01				0,06	0,15			
NO	0,14	0,06	0,07	0,08	0,01	0,00	0,20					0,15	0,03			
V ₂ O ₅													0,44			
Total	94,99	95,42	95,86	93,80	96,61	91,53	95,45	95,90	94,18	100,24	100,24	95,87	98,76			

Ο υπολογισμός κατιόντων έγινε με βάση τα ακόλουθα οξυγόνα ανά δομική μονάδα: Φεγγίτης: 11, Ολλανδίτης: 8, Τιτανίτης: 5																
Si	3,143	3,373	3,283	3,435	3,337	3,348	3,488	3,371	3,460	2,988	2,988	3,324	0,990			
Ti	0,025	0,030	0,020	0,021	0,030	0,013	0,017	0,011	0,002	0,025	0,025	0,012	0,786			
Al	2,660	2,157	2,290	2,021	2,235	2,317	1,975	2,188	2,019	0,996	0,996	2,195	0,252			
Fet	0,106	0,217	0,255	0,307	0,176	0,170	0,196	0,174	0,219	0,005	0,005	0,245	0,008			
Mh	0,003	0,004	0,002	0,012	0,001	0,003	0,003	0,006				0,006				
Mg	0,080	0,252	0,185	0,279	0,267	0,186	0,354	0,289	0,323			0,301	1,030			
Ca	0,003	0,001		0,001	0,007	0,002	0,007					0,003				
Na	0,083	0,028	0,037	0,002	0,037	0,032	0,014	0,034	0,032	0,030	0,030	0,043	0,001			
K	0,850	0,917	0,968	0,903	0,891	0,845	0,891	0,934	0,957	0,922	0,922	0,891	0,002			
Cr	0,006	0,005	0,007	0,004	0,004	0,002	0,005	0,001				0,003	0,004			
Ni	0,008	0,003	0,004	0,004	0,000	0,000	0,011		0,012			0,008	0,001			
V													0,010			
Total	6,966	6,988	7,050	6,986	6,977	6,918	6,958	7,007	7,023	4,965	4,965	7,032	3,083			

όπως και στους μετακροκαλοπαγείς σχηματισμούς, γεγονός που υποδηλώνει επίσης την υψηλή πίεση κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Παρόμοιες περιεκτικότητες πυριτίου αναφέρονται για φεγγίτες ελαφρά μεταμορφωμένων ηφαιστειοϊζηματογενών πετρωμάτων της ανατολικής Περιδρομικής σε αδημοσίευτα δεδομένα των Λιάτη και Μπόσκου (3,38-3,43 a.p.f.u. [11 O]- βλ. Michard et al., 1994).

Εντός των πρασινολιθικών σχηματισμών παρατηρούνται κατά θέσεις λιθολογικοί τύποι, των οποίων οι πρωτόλιθοι ήταν μάλλον ηφαιστειακά πετρώματα, γεγονός που συνάγεται από την ύπαρξη ιδιομόρφων 'φαινοκρυστάλλων', ψευδομόρφων κατά πυρόξενο, οι οποίοι λόγω της μεταμόρφωσης έχουν αλλοιωθεί σε ακτινολίθους. Κατά τη μικροσκοπική εξέταση των πετρωμάτων αυτών διαπιστώθηκε μέσα σε αλβίτη έγκλεισμα 'τιτανιούχου καλιούχου αστρίου' (TiO_2 : 0,72 wt.%, βλ. Πίνακα 1) και το οποίο, δοκιμαστικά, ερμηνεύεται εδώ ως ορυκτό υψηλής έως πολύ υψηλής πίεσης με δομή ολλανδίτη® (Ti K-ολλανδίτης). Μη προσδιορισθέντα ορυκτά παρόμοιας χημικής σύστασης έχουν εντοπιστεί ως εγκλείσματα σε διαμάντια, τα οποία φέρουν ξενόλιθο εκλογιτών μέσα στον κιμπερίτη Mir της Σιβηρίας (Dawson and Carswell, 1990). Καθαρός K-ολλανδίτης ($KAl^{VI}Si_3^{VI}O_8$) παρατηρήθηκε σε πειράματα προσομοίωσης μεταμορφικών φάσεων ιζημάτων που μεταφέρθηκαν σε μεγάλα βάθη σε ζώνες σύγκλισης πλακών, σε P-T συνθήκες των 100-110 kb / 800°C (Domanič & Holloway, 1996). Αν και η επίδραση του Ti στο πεδίο σταθερότητας του K-ολλανδίτη είναι προς το παρόν άγνωστη, η πιθανή παρουσία ενός τέτοιου ορυκτού υπονοεί ότι οι ηφαιστειο-ιζηματογενείς σχηματισμοί πριν τη μεταμόρφωσή τους στην πρασινοσχιστολιθική φάση είχαν υποστεί μεταμόρφωση υψηλής έως πολύ υψηλής πίεσης.

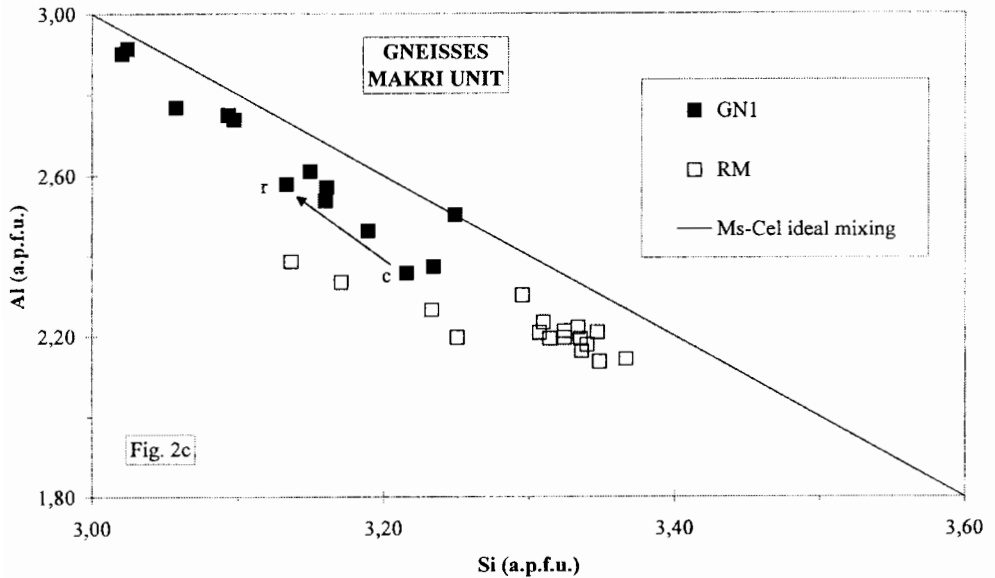
Από το σύνολο των ανωτέρω παρατηρήσεων

προκύπτει ότι τα μετα-ιζήματα της περιοχής έρευνας έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες υψηλής πίεσης / χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT) της πρασινοσχιστολιθικής φάσης, συμπέρασμα που έρχεται σε αντίθεση με τις μέχρι τούδε προσδιορισθείσες συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης χαμηλής πίεσης / χαμηλής θερμοκρασίας (Cheliotis 1986, Μπόσκος κ. ά. 1988, Magganas 1988, 1990, Magganas et al. 1991, Papadopoulos et al. 1989, Χατζηδημητριάδης 1990a και von Braun 1993). Η ηλικία της μεταμόρφωσης και της σύγχρονης με αυτήν παραμόρφωσης των σχηματισμών, που εκφράζεται από τον σχηματισμό κλειστών υπο-ισοκλινών πτυχών, είναι Μέσο Ιουρασική (Χατζηδημητριάδης, 1990a· Ιωαννίδης, 1998· Ιωαννίδης κ.ά., 1998), ενώ σύμφωνα με τους Papadopoulos et al. (1989) είναι Άνω Ιουρασική.

β) Γνεύσιοι

BA του χωριού Συκορράχη παρατηρούνται σχηματισμοί παραγνευσίων, ενίοτε μιγματικών, μικρής έκτασης (Σχ.1b). Η ορυκτολογική παραγένεση των μιγματιών είναι: χαλαζίας + αλβίτης + βιοτίτης + φεγγίτης + καολίνης + οξειδία σιδήρου. Πρόκειται περί σχηματισμών αποτελούμενων κυρίως από εναλλαγές σκούρων και λευκών μερών υπό μορφή μικροταινιών, χρώματος λευκού, φαιού έως ανοικτού φαιού. Διακρίνονται δύο γενεές φεγγιτών. Αυτοί της πρώτης (παλαιότερης) γενεάς απαντώνται τόσο ως εγκλείσματα σε πορφυροβλάστες αλβιτών όσο και στην κύρια μάζα (Σχ.3). Αμφότεροι είναι ομογενείς σε σύσταση από τον πυρήνα μέχρι την περιφέρεια και έχουν υψηλή περιεκτικότητα σε πυρίτιο (3,30 έως 3,37 a.p.f.u. [11 O]) (Δείγμα RM· βλ. Πίνακα 1 & Σχ.2c), παρόμοια με αυτήν που παρατηρείται και στους μετα-ιζηματογενείς σχηματισμούς. Οι φεγγίτες της δεύτερης (νεότερης) γενεάς χαρακτηρίζονται από χαμηλότερο περιεχόμενο σε πυρίτιο (Si: 3,14-3,25 a.p.f.u. [11 O]), συγκρίσιμο με αυτό των λευκών μαρμαρυγιών των μετακροκαλοπαγών σχηματισμών. Είναι πλούσιοι σε Fe και

® Ως ολλανδίτης αναφέρεται τύπος κρυσταλλικής δομής υπερ-υψηλών πιέσεων, ο οποίος πήρε το όνομά του από το αυθεντικό ορυκτό ολλανδίτης ($BaMn_8O_{16}$) (Prewitt & Downs, 1998).



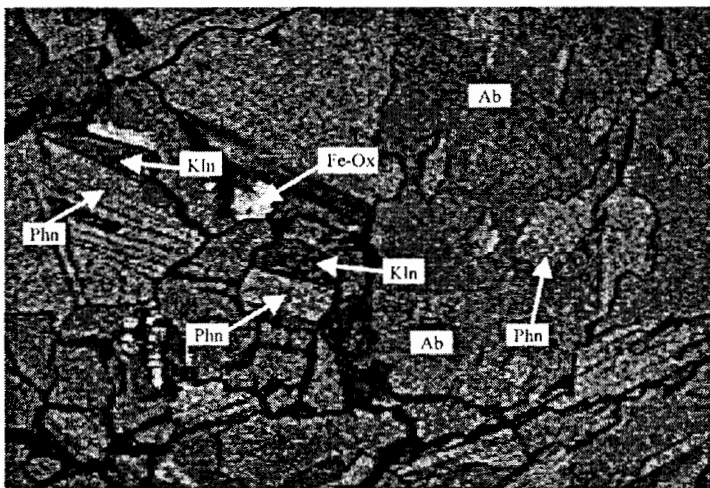
Σχήμα 2c. Συμμεταβολή αργιλίου-πυριτίου στο πλέγμα των φεγγιτών από τους γενευσιακούς σχηματισμούς της ενότητας Μάκρης.

Ms-Cel ideal mixing: Ιδεατή μίξη ακραίων μελών μοσχοβίτη-σελαδονίτη. Τα κατιόντα υπολογίστηκαν με βάση τα 11 οξυγόνα ανά δομική μονάδα.

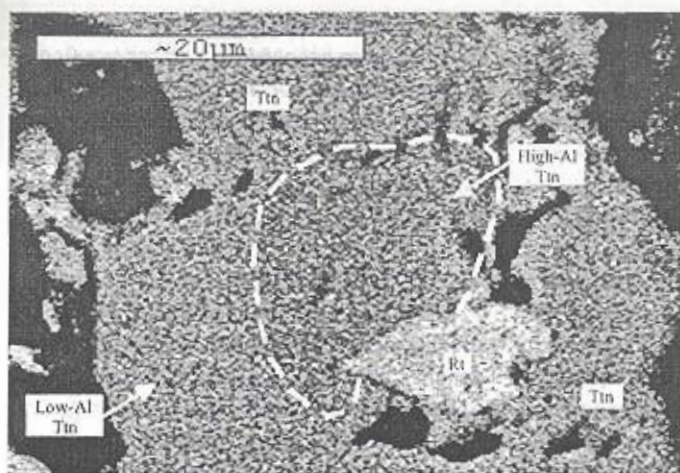
Τι και η δημιουργία τους πιθανόν να οφείλεται σε διάσπαση βιοτίτη κατά την νεότερη τεκτονική φάση. Η μεγαλύτερη παρέκκλισή τους από την γραμμή της ιδεατής μίξης μοσχοβίτη-σελαδονίτη (υποκατάσταση τύπου Tschermak, δηλ. $MgSi_{1-x}$ - βλ. Σχ.2c) εξηγείται με σημαντική υποκατάσταση τύ-

που $Fe^{3+}Si_1$ (ferrimuscovite) στο πλέγμα τους. Στην νεότερη τεκτονική φάση αποδίδεται και η καολινοποίηση των φεγγιτών πρώτης γενεάς της κύριας μάζας (Σχ.3).

Ο γενευσιακός σχηματισμός που παρατηρείται στην τοποθεσία Ροδοκάμινο (Δείγμα GN1- Σχ.1b)



Σχήμα 3. Εικόνα οπίσθιας σκέδασης (BSE image) παραγένεσης φεγγίτη (Phn) - αλβίτη (Ab) σε μιγαμιατικούς γενευσίους. Παρατηρείται αλλοίωση του φεγγίτη σε καολίνη (Kln) στα όρια.



Σχήμα 4. Εικόνα οπισθιας σκέδασης (BSE image) από μεταβολή υψηλής πίεσης τιτανίτη (υψηλή περιεκτικότητα σε Al [High-Al Ttn], σκούρα τεφρή περιοχή στο κέντρο του κρυστάλλου) σε χαμηλής πίεσης τιτανίτη (χαμηλή περιεκτικότητα σε Al [Low-Al Ttn], ανοικτή τεφρή περιοχή στα όρια του κρυστάλλου). Παρατηρείται ρουτίλιο (Rt) σε σύμφυση με τον υψηλής περιεκτικότητας σε Al τιτανίτη, το οποίο ανήκει στην υψηλής πίεσης παραγένεση.

έχει την εξής ορυκτολογική παραγένεση: αλβίτης + χαλαζίας + φεγγίτης + μοσχοβίτης + επίδοτο + κλωρίτης + τιτανίτης + γραφίτης + οξειδία σιδήρου. Πρόκειται για παραγενέσιο χρώματος λευκού έως λευκοπράσινου. Οι αλβίτες περιέχουν εγκλείσματα σπατίτη, επίδοτου, ζοΐσιτη και ασβεσίτη. Οι φεγγίτες έχουν περιεκτικότητα σε πυρίτιο από 3,15 έως 3,25 a.p.f.u. (11 O), αποτελώντας την παλαιότερη γενεά λευκών μαρμαρυγιών, ενώ τη νεότερη αποτελούν μοσχοβίτες με πυρίτιο 3,02-3,10 a.p.f.u. (11 O) (Σχ.2c). Σε φεγγίτη μετρήθηκε πυρίτιο 3,22 a.p.f.u. (11 O) στον πυρήνα και 3,13 a.p.f.u. (11 O) στην περιφέρεια, γεγονός που φανερώνει την ανάδρομη μεταμόρφωση. Εδώ αξίζει να σημειωθεί ότι ενώ οι φεγγίτες της πρώτης γενεάς του γνευσίου GN1 έχουν ασφέςατα χαμηλότερο περιεχόμενο σε πυρίτιο σε σχέση με τους φεγγίτες της πρώτης γενεάς όλων των εξετασθέντων μέχρι τούδε πετρωμάτων, τα πειράματα των Domanik & Holloway (1996) καταδεικνύουν ότι φεγγίτες που κρυσταλλώνονται τη παρουσία γραφίτη έχουν χαμηλότερο περιεχόμενο σε πυρίτιο από αυτό που θα είχαν εάν κρυσταλλώνονταν εν απουσία γραφίτη, για δεδομένες P-T συνθήκες.

Εντός του εν λόγω γνευσιακού σχηματισμού παρατηρούνται επίσης μεγάλοι κρύσταλλοι τιτανίτη περιεκτικότητας σε Al_2O_3 ~2 wt.%, στον πυρήνα των οποίων διασώζονται υπολείμματα με

Al_2O_3 ~6,5 wt.% (βλ. Πίνακα 1) (γεγονός που δείχνει επίσης την ανάδρομη μεταμόρφωση), σε σύμφυση με υπολείμματα ρουτίλιου (Σχ.4). Η ύπαρξη Al-τιτανίτη αυτή καθ'εαυτή καθώς και η συνύπαρξή του με ρουτίλιο σε μεταμορφικά πετρώματα είναι αδιάμφυστοι μάρτυρες επικράτησης συνθηκών υψηλών πιέσεων κατά την μεταμόρφωση (Franz & Spear, 1985· Manning & Bohlen, 1991). Για παράδειγμα, Al-τιτανίτης (Al_2O_3 ~4,3 wt.%) συνυπάρχων με ρουτίλιο, ζοΐσιτη, γρανάτη, φεγγίτη και χαλαζία σε ασβεσιτιτικό-μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο της εκλογιτικής ζώνης του τεκτονικού παραθύρου Tauern της Αυστρίας προδίδει P-T συνθήκες εξισορρόπησης ~20 kb / 600°C (Franz & Spear, 1985· Manning & Bohlen, 1991). Επί πλέον, ρουτίλιο και τιτανίτης είναι συνήθεις ορυκτές φάσεις σε όλα τα πετρώματα μεταμόρφωσης υπερ-υψηλών πιέσεων στην περιοχή Dabie Shan της κεντρικής Κίνας. Το ρουτίλιο συχνά περιβάλλεται από τιτανίτη ο οποίος και το αντικαθιστά, έχουν όμως παρατηρηθεί και διακριτοί κρύσταλλοι πρώιμου Al-τιτανίτη (Al_2O_3 ~6,7-9,4 wt.%) σε εμφανή ισορροπία υφής με διαγνωστικά ορυκτά μεταμόρφωσης υπερ-υψηλών πιέσεων (Cong et al., 1995). Ενδεικτικώς επίσης αναφέρεται ότι τιτανίτες με Al_2O_3 ~11,7 wt.% εντός αδμαντοφόρων γρανατούχων βιοσιτικών γνευσίων του όγκου Kokchetan στο Καζακιστάν (Sobolev & Shatsky, 1990), προδίδουν μεταμορφικές P-T συνθήκες

ισορροπίας με ρουτίλιο, χαλαζία (κοουσίτη), κβανίτη και γρανάτη περί τα 46 kb / 850°C (Mapping & Bohlen, 1991). Στον ίδιο όγκο, κλινοπυρόξενιο με μέγιστο περιεχόμενο σε K_2O -1,2 wt.% από ασβεστοπυριτικά πετρώματα (γρανάτης-κλινοπυρόξενος-ανθρακικά) φαίνεται πειραματικώς να έχουν εξισορροπήσει σε P-T συνθήκες 70 kb / 900°C (Okamoto & Maruyama, 1998).

Επί πλέον, εντός του τιτανίτη, εκτός από τα εγκλείσματα επιδότου, απατίτη, κλωρίτη, φεγγίτη και ρουτίλιου, βρέθηκαν και εγκλείσματα 'τιτανιούχου καλιούχου αστρίου' (TiO_2 -0,50-0,60 wt.%), που όπως και προηγούμενως αποδίδονται σε ορυκτό υψηλής έως πολύ υψηλής πίεσης με δομή ολλανδίτη (Ti K-ολλανδίτης). Συγκεντρωτικώς, τα ανωτέρω στοιχεία συνηγορούν υπέρ της άποψης για πρόδρομη μεταμόρφωση του γνευσίου GN1 σε εξαιρετικά μεγάλα βάθη.

4. ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ

Γνωρίζοντας τις ορυκτολογικές παραγενέσεις που προέκυψαν από τη μεταμόρφωση των ιζημάτων και με βάση την παραγένεση αμφίβολου-κλωρίτης-επίδοτο-αλβίτης-χαλαζίας εφαρμόστηκε η μέθοδος Triboulet (1992). Έτσι λοιπόν για τους πραιοσολιθούς και συγκεκριμένα για τα δείγματα SA' και P_3 (βλ. Σχ.2b) προέκυψαν μεταμορφικές P-T συνθήκες 7,5 kb / 340°C και 5,6 kb / 310°C αντιστοίχως. Επομένως η περιοχική μεταμόρφωση των μετα-ιζημάτων της Ενότητας Μάκρης έγινε σε χαμηλή θερμοκρασία και υψηλή πίεση. Χαμηλότερες P-T συνθήκες που είχαν υπολογισθεί από τους Ιωαννίδη (1998) και Ιωαννίδη κ.ά. (1998) για τους ίδιους σχηματισμούς και με την ίδια μέθοδο αναθεωρούνται, γιατί είχαν υπολογισθεί χρησιμοποιώντας εμπειρικά διαθέσιμο λογισμικό υπολογισμού κατιόντων στις αμφιβόλους, το οποίο επιμέριζε υποχρεωτικώς τον Fe σε Fe^{+2} και Fe^{+3} . Επανεξέταση των ακτινολιθίων που χρησιμοποιήθηκαν στις θερμοβαρομετρικές εκτιμήσεις ακολουθώντας τα νεότερα κριτήρια επιμερισμού του Fe σε Fe^{+2} και Fe^{+3} στις αμφιβόλους που έθεσε η επιτροπή της διεθνούς ορυκτολογικής εταιρείας (Schumacher, 1997) διαπιστώθηκε ότι καμία ανάλυση δεν ικανοποιεί τα κριτήρια παρουσί-

ας Fe^{+3} , εξ ου και οι νέες P-T συνθήκες.

Από τα νέα δεδομένα λοιπόν της γεωθερμοβαρομετρίας συμπεραίνεται, ότι οι τιμές πίεσης και θερμοκρασίας που υπολογίστηκαν συμφωνούν με το βαθμό μεταμόρφωσης, όπως αυτός συνήχθη από την ορυκτολογική παραγένεση των υπό μελέτη σχηματισμών.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα μελέτη έδειξε ότι η μετα-ιζηματογενής σειρά της Ενότητας Μάκρης που ανήκει στην Ανατολική Περιροδοπική έχει μεταμορφωθεί σε συνθήκες υψηλής πίεσης / χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT) της πραιοσολιθικής φάσης, συμπέρασμα που έρχεται σε αντίθεση με τις μέχρι τούδε προσδιορισθείσες συνθήκες πραιοσολιθικής φάσης χαμηλής πίεσης / χαμηλής θερμοκρασίας. Οι καινούργιες προσδιορισθείσες τιμές πίεσης και θερμοκρασίας είναι της τάξεως των 5,6-7,5 kb και 310°-340°C αντιστοίχως. Μεταμορφικές P-T συνθήκες που κυμαίνονται από 6-7 kb στους 300°C έως 8-9 kb στους 400°C έχουν επίσης αναφερθεί προσφάτως για ηφαιστειοκλαστικά και ηλιτικά πετρώματα της Δυτικής Περιροδοπικής (Michard et al., 1994).

Στην περιοχική μελέτη εντοπίζονται επίσης για πρώτη φορά εμφανίσεις γνευσίων, ενίοτε μιγματικών, που πιθανώς παρεβλήθησαν τεκτονικώς εντός των πραιοσολιθίων. Στους γνευσίους, η παρουσία υπολειμματικών ορυκτών που αποτελούν δείκτες υψηλής έως πολύ υψηλής πίεσης, όπως φεγγίτης, τιτανίτης με υψηλή περιεκτικότητα σε Al_2O_3 , ρουτίλιο και 'τιτανιούχος καλιούχος άστριος' (πιθανώς δομικός Ti K-ολλανδίτης), φαίνεται να επιβεβαιώνει την υπόθεση ότι η προϋόσα μεταμόρφωσή τους έγινε σε βάση που αντιστοιχούν κατ' ελάχιστον στον κάτω φλοιό - άνω μανδύα.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συνάδελφοί μας της ομάδας 'ΜΥΘΟΣ' Thomas Reischmann, Marcus Engel, Δημήτρης Σόκουτης, Μάνος Κατριβάνος, Στέλιος Αυγερινός και Σταύρος Οικονομίδης μοιράστηκαν μαζί μας δου-

λειά υπαίθρου, την χαρά της ανακάλυψης ορυκτών παραγενέσεων υψηλής πίεσης και ατέλειωτες απόψεις για την γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Τους ευχαριστούμε όλους θερμά.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BOYANOV, I. & TRIFONOVA, E. (1978): New data on the age of the phyllitoid complex from the Eastern Rhodopes. *Geol. Balc.*, 8, 1, 3-21.
- BOYANOV, I. & BUDUROV, K. (1979): Triassic conodonts in carbonate breccia within the low-grade metamorphic rocks of the East Rhodopes. *Geol. Balc.*, 9, 2, 97-104.
- BRAUN, E. VON (1993): The Rhodope Question viewed from Eastern Greece. *Z. dt. geol. Ges.*, 144, 406-418.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th edition, Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer - Verlag.
- CHATZIDIMITRIADIS, E. & STAIKOPOULOS, G. (1987): Protectonic relationships in the internal Hellenic Zones (North Crece). *Geol. Carpathica*, 39, 605-620.
- CHELIOTIS, I. (1986): Geology, mineralization and rock geochemistry of a volcanic-sedimentary formation in the Xylagani-Maronia area, NE Greece. M.Sc. Thesis, University of Leicester, pp.94, England.
- CONG, B., ZHAI, M., CARSWELL, D. A., WILSON, R. N., WANG, Q., ZHAO, Z., WINDLEY, B. F. (1995): Petrogenesis of ultrahigh-pressure rocks and their country rocks at Shuanghe in DabieShan, Central China. *Eur. J. Mineral.*, 7, 119-138.
- DAWSON, J. B. & CARSWELL, D. A. (1990): High temperature and ultra-high pressure eclogites. In: Carswell, D. A. (ed.). *Eclogite facies rocks*. Blackie, 315-349.
- DOMANIK, K. J. & HOLLOWAY, J. R. (1996): The stability and composition of phengitic muscovite and associated phases from 5.5 to 11 GPa: Implications for deeply subducted sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4133-4150.
- FRANZ, G. & SPEAR, F. S. (1985): Aluminous titanite (sphene) from the eclogite zone, south-central Tauern Window, Austria. *Chem. Geol.*, 50, 33-46.
- ΙΩΑΝΝΙΔΗΣ, Ν. (1998): Γεωλογική έρευνα των μετα-ιζημάτων του Νεο-παλαιozoικού έως και Κάτω Ιουρασικού καθώς και των ασβεστολιθων του Άνω Ιουρασικού, στη Νέα Μάκρη Αλεξανδρουπόλεως / Νομός Έβρου. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., pp.190, Θεσσαλονίκη.
- ΙΩΑΝΝΙΔΗΣ, Ν., ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ, Ε., ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. & ΚΙΛΙΑΣ, Α. (1998): Η μελέτη των χαμηλής μεταμόρφωσης Νεο-παλαιozoικών έως και Κάτω Μεσοzoικών ιζημάτων στην περιοχή της Νέας Μάκρης, Δυτικά της Αλεξανδρουπόλης, Δυτική Θράκη / Ελλάδα. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, XXXII/3, 79-89.
- KAUFFMANN, G., KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. giol. France*, (7), 18/2, 225-230.
- MAGGANAS, A. (1988): Mineralogical, petrological and geochemical study on metabasic and metaultrabasic rocks of Circum-Rhodope Belt in Thrace area. Ph. D. thesis, University of Athens, pp. 405, Greece (in Greek).
- MAGGANAS, A. (1990): Relict minerals of metavolcanic and metapyroclastic rocks from the Circum-Rhodope Belt in the area of Thrace, Crece. *Geol. Rh.*, 2, 251-260.
- MAGGANAS, A., SIDERIS, C. & KOKKINAKIS, A. (1991): Marginal basin-volcanic arc origin of metabasic rocks of the Circum-Rhodope Belt, Thrace, Greece. *Mineral. Petrol.*, 44, 235-252.
- MANNING, C. E. & BOHLEN, S. R. (1991): The reaction titanite+kyanite = anorthite+rutile and titanite-rutile barometry in eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 1-9.
- ΜΑΡΑΤΟΣ, Γ. & ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ, Β. (1964α): Συμβολή εις τον προσδιορισμόν της ηλικίας οριζοντος του κρυσταλλοσχιζώδους της Ροδόλης. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, 6, 1, 25-35.
- ΜΑΡΑΤΟΣ, Γ. & ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ, Β. (1964β): Νεώτερα δεδομένα επί της ηλικίας των φυλλι-

- τών Ροδόνης. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., 6, 1, 113-131.
- ΜΑΡΑΤΟΣ, Γ. & ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ, Β. (1964γ): Στρώματα Μελίας - Αλεξανδρουπόλεως. Η ηλικία και η τοποθέτησις των εις την δομήν της Ροδόνης. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., 6, 1, 132-146.
- ΜΑΡΑΤΟΣ, Γ. & ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ, Β. (1965): Η ανευρεθείσα πανίς εις τους ασβεστολίθους Αλικής-Αλεξανδρουπόλεως (Φυλλίται-Ροδόνης). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., 6, 2, 348-352.
- MARATOS, G., ANDRONOPOULOS, V. & KOUKOUZAS, K. (1977): Geological map of Greece. Alexandroupolis sheet (1:50.000). I.G.M.E..
- MASSONE, H. -J. & SZPURKA, Z. (1997): Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Lithos*, 41, 229-250.
- MICHARD, A., GÖFFI, B., LIATI, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994): *Dicouverte du faciès schiste bleu dans les nappes du Circum-Rhodope: un iliment d'une ceinture HP-BT isohellinique en Grèce septentrionale?* C.R. Acad. Sci. Paris, t. 318, série II, 1535-1542.
- ΜΠΟΣΚΟΣ, Ε., ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Π. & ΠΕΡΔΙΚΑΤΣΗΣ, Β. (1988): Το κρυσταλλικό υπόβαθρο της Ροδοπικής μάζας ανατολικά της Κομοτηνής. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 20, 2, 259-273.
- OKAMOTO, K. & MARUYAMA, S. (1998): Multi-anvil re-equilibration experiments of a Dabie Shan ultrahigh-pressure eclogite within the diamond stability field. *The Island Arc*, 7, 52-69.
- PAPADOPOULOS, P. (1980): Map sheet: Fere-Peplos-Enos-Maronia 1:50.000. I.G.M.E..
- PAPADOPOULOS, P. (1982): Map sheet: Sappe - Kardamos - Virsini - Derio - Soufli-Didimoticho 1:50.000 - Alexandroupolis 1:25.000. I.G.M.E..
- PAPADOPOULOS, P., ARVANITIDES, N. D. & ZANAS, I. (1989): Some preliminary geological aspects on the Makri unit (phyllite series), peri-Rhodope zone. *Geol. Rhodop.*, 1, 34-42.
- PREWITT, C. T. & DOWNS, R. T. (1998): High-pressure crystal chemistry. In: Hemley, J. R., (ed.). *Ultrahigh-pressure mineralogy. Reviews in Mineralogy*, 37, 283-317. Mineralogical Society of America.
- RICOU, L. - E., BURG, J. - P., GODFRIAUX, I. & IVANOV, Z. (1998): Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodynamica Acta* (Paris), 11, 6, 285-309.
- SCHUMACHER, J. C. (1997): The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Eur. J. Mineral.*, 9, 643-651.
- SOBOLEV, V. N. & SHATSKY, S. V. (1990): Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*, 343, 742-746.
- TRIBOULET, C. (1992): The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 1. An empirical calibration. *J. Metamorphic Geol.*, 10, 545-556.
- WIMMENAUER, W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. Ferdinand Enke Verlag.
- WINKLER, H., G. F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5th edition. Springer-Verlag.
- ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ, Ε. (1990α): Πετροτεκτονικές συγκρίσεις στις μάζες Ροδόνης-Σερβομακεδονικής καθώς και στην αυτόχθονη σειρά της Σβούλας. Μια συμβολή στη γεωλογία των εσωτερικών Ελληνίδων ζωνών. Β. Ελλάδα. Ορυκτός Πλούτος, 68, 19-40.
- ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ, Ε. (1990β): Συμβολή στη γεωλογία των Εσωτερικών Ελληνίδων Ζωνών. Νέες απόψεις περί της γεωλογίας της Σερβομακεδονικής μάζας και της αυτόχθονης σειράς της Σβούλας / Βόρεια Ελλάδα. *Annal. Geol. des pays Hellin.*, 34/2, 187-222.