

Πρακτικά	4ου Συνεδρίου		Μάιος 1988
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ. XXIII/2	σελ. 379-392	Αθήνα 1989
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens

ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΤΟΥ ΠΗΓΜΑΤΙΤΗ ΤΗΣ ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑΣ (ΘΡΑΚΗ)

Α. ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΥ, Α. ΜΑΓΚΑΝΑ*, Θ. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ **

ΣΥΝΟΨΗ

Τα φαινόμενα μετασωμάτωσης του πηγματίτη της Λεπτοκαρυάς σε αμφιβολιτικά πετρώματα μελετώνται από ορυκτολογική, πετρογραφική, ορυκτοχημική και πετροχημική άποψη. Η μελέτη αυτή οδήγησε στο συμπέρασμα ότι η παρατηρούμενη μεταβατική ζώνη, η οποία αποτελείται κυρίως από γρανάτη και αμφίβολο, δημιουργήθηκε από την δράση ρευστής φάσης που προέρχεται από τον πηγματίτη και είχε χημική σύσταση διαφορετική από αυτόν. Η ρευστή αυτή φάση ήταν ιδιαίτερα εμπλουτισμένη σε Fe, Ti και άλλα στοιχεία HFS.

ABSTRACT

The metasomatic phenomena of the Leptokarya pegmatite to amphibolitic rocks are studied from a mineralogical, petrographic and petrochemical point of view. The study leads to the conclusion that the genesis of the observed transitional zone, consisting mainly of garnet and amphibole, was due to the action of a pegmatite-derived fluid phase, which was enriched in Fe, Ti and other HFS elements.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η διεξόδηση πηγματιτικού υλικού στα μεταμορφωμένα πετρώματα της περιοχής Λεπτοκαρυάς έχει προκαλέσει μετασωματικά φαινόμενα. Ο Schuiling (1985) αναφέρει μετασωμάτωση σε εύρος αρκετών δεκάδων εκατοστών στην επαφή πηγματιτών με μεταμορφώτες σε περιοχές της Ανατολικής Ροδοκικής Μάσας. Σημειώνει επίσης ανωμαλίες στην περιεκτικότητα σε K, Na και Ba σε υπερβασικά πετρώματα, τις οποίες θεωρεί ενδείξεις μετασωμάτωσης από πηγματιτικά υγρά. Ακόμη, μετασωματικές διεργασίες θεωρούνται υπεύθυνες για την ανάπτυξη Σωνωδών υπερβασικών σμαμάτων μέσα στον πηγματίτη της Λεπτοκαρυάς (Baltatzis and Sideris, 1986).

Στη μελέτη αυτή εξετάζονται από ορυκτολογική, πετρογραφική και χημική άποψη τα φαινόμενα που παρατηρήθηκαν στην επαφή του πηγματίτη, που βρίσκεται στη περιοχή της Λεπτοκαρυάς, με αμφιβολιτικά πετρώματα του κρυσταλλοσχιζτώδους υποόρθρου της μάσας της Ροδόνης.

Α. ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α. ΜΑΓΚΑΝΑΣ, Θ. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΣ: Metasomatic processes of the Leptokarya pegmatite, (Thrace, Greece).

* Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ορυκτολογίας & Πετρολογίας, Πανεπιστημιούπολη, Άνω Ιλίσσια, 157 04, Αθήνα.
 ** Πολυτεχνείο Ηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόδωρος Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. Ελευθ. Βενιζέλου 127, 73133, Χανιά.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Η γεωλογία του Ελληνικού τμήματος της Ρωδοτικής μάζας έχει αποτελέσει αντικείμενο εξέτασης πολλών ερευνητών (Ρεντσελέρς 1950, Κορρ 1965, Kronberg et al. 1970, Sideris 1973, κ.ά.).

Πρώτατες μελέτες έχουν διαχωρίσει τη μάζα της Ρωδοίας στην κατώτερη ενότητα του Παζαίου, η οποία συνίσταται από γνευσίους, αμφιβολίτες, μαρμαρυζιακούς σχιστολίθους και μάρμαρα, και στην ανώτερη ενότητα του Σιδηρονήρου από γνευσίους, μιγματίτες, μαρμαρυζιακούς σχιστολίθους, βασίτες και υπερβασίτες πετρώματα, αμφιβολίτες και μάρμαρα (Ραρανικόλαου and Ραραδοπούλου 1981, Ζαχος and Βεσάκης 1983). Στην Ανατολική Ρωδοία (περιοχή Θράκης) η ανώτερη ενότητα διαχωρίζεται παραπέρα στην κατώτερη ομάδα από κρυσταλλικούς γνευσίους και στην επωθημένη σ' αυτήν ανώτερη ομάδα (ενότητα Αμφιβολιτών-Σερπεντινιτών κατά Billett and Nesbitt (1986) ή Ενότητα Σμιζάδας-Κύμης κατά Μροσκos and Ραραδοπούλου (1987)), αποτελούμενη από μεταπηλιτικούς γνευσίους, αμφιβολίτες, σερπεντινίτες και άλλα οφιολιθικά πετρώματα και η οποία διασχίζεται από μωσαϊκικούς ηχηματίτες.

Για την Ενότητα Σμιζάδας-Κύμης οι Μροσκos and Ραραδοπούλου (1987) δίνουν τρία διαδοχικά γεωονότα καθολικής μεταμορφώσεως με πρώτη μία υψηλής πίεσης μεταμόρφωση, ακολουθούμενη από μεταμόρφωση τύπου Barrov και τέλος από ανάδρομη μεταμόρφωση κάτω προσινοσχιστολιθικής φάσης. Οι Baltatzis and Sideris (1985) σε πέτρωμα πρόφανως της ίδιας ενότητας προσδιορίζουν προσινοσχιστολιθική παραμόρφωση με θερμοκρασία σχηματισμού περίπου 400 °C.

Πετρώματα που ανήκουν στη λεγόμενη Περιροδοτική Ζώνη, και που περιλαμβάνουν φυλλίτες, μάρμαρα, σαρκατιτικούς σχιστολίθους, προσινοσχιστολίθους, μεταβασάλτες και μεταανδραίτες, καθώς και φλυσχικά ιζηματα, επωθούνται πάνω στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ανατολικής Ρωδοτικής μάζας (Kaufmann et al. 1976, Ραραδοπούλου 1982, Ραρανικόλαου 1981). Πάνω από τα πετρώματα της Ανατολικής Ρωδοτικής μάζας και της Περιροδοτικής Ζώνης έρχονται ασυμφώνη Τριτογενή ιζηματα και διασπασείς ηφαιστειακών και ηλυογενών πετρωμάτων. Μεταξύ των τελεντοζών υπήρχει ο χρονο-διορίτης της Λεπτοκαρύδας ο οποίος θεωρείται ότι συνδέεται γενετικά με το υπό συζήτηση ηχηματιτικό σώμα (Κατερινόπουλος και Μαρκόπουλος 1986), το οποίο με τη σειρά του διασχίζει σε αμφιβολίτες δημιουργώντας χαρακτηριστική μεταβατική ζώνη (Εικ. 1).

3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Για τη μελέτη των φαινομένων επαφής έγινε συστηματική δειγματοληψία από το κέντρο του ηχηματίτη προς τη μεταβατική ζώνη και τον αμφιβολίτη (Εικ. 2). Κατασκευάστηκαν λεπτές τομές από όλα τα δείγματα, που μελετήθηκαν σε πολωτικό μικροσκόπιο.

Ο χημικός ανάλυση των δειγμάτων πετρωμάτων προσδιορίστηκε με φασματομετρο φθορισμετρίας ακτίνων-X (XRF) τύπου Philips PW1400. Τα ορυκτά αναλύθηκαν (55 αναλύσεις) με μικροαναλυτή Cambridge Scientific Instruments Microbeam 5 συνδυασμένο με φασματομετρο energy-dispersive και λογισμικό ZAF-4/FLSH. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν χρησιμοποιώντας τεχνική επιτάχυνσης ηλεκτρονίων (accelerating voltage) 15 kV με ρεύμα δείγματος 3.3 nA σε στάθμη Co και χρόνο προσβολής (live time) 100 sec. Οι χημικές αναλύσεις τόσο των πετρωμάτων όσο και των ορυκτών έγιναν στο Πανεπιστήμιο του Leicester (Αγγλία).

Ο υπολογισμός των κατιόντων στις χημικές αναλύσεις των ορυκτών έγινε στο Πανεπιστήμιο Αθηνών με την βοήθεια του προγράμματος ηλεκτρονικού υπολογιστή MINSORT (Petraakis and Dietrich, 1986).

4. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ - ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

Η μεταβατική ζώνη μεταξύ ηχηματίτη - αμφιβολίτη διακρίνεται εύκολα, έχει ακένωτο σχήμα και παρουσιάζει κυτώματα ή προσβεβλητές μέσα στην αμφιβολίτη. Η ζώνη αποτελείται κυρίως από γρανίτη και αμφιβόλι σε έψη περίπου αναλογία, ενώ σε μικρότερα ποσοστά συμμετέχουν χαλασίτες, επίδοτα, πλαγιόκλαστα, μωσαϊκίτες, χλωρίτης και ρουτίλιο.

Η ορυκτολογική σύστασή του ηχηματίτη της Λεπτοκαρύδας μελετήθηκε από τους Κατερινόπουλο και Μαρκόπουλο (1986). Ειδικά στην περιοχή που εξετάζεται και στην περιφέρεια της ηχηματιτικής φλέβας, ο ηχηματίτης απελευθεύεται κατά σειρά αυξανόμενης περιεκτικότητας από καλιούχο άστριο, μωσαϊκίτη, χαλασία και πλαγιόκλαστο. Κοινά στη μεταβατική ζώνη παρατηρήθηκαν κρυσταλλοί επίδοτου, χλωρίτη και ρουτίλιου.

Ο αμφιβολίτης είναι συμπαγής και κατά τόπους παρουσιάζει σχιστότητα. Ορισμένα κομμάτια του αποκόπτονται και περιβάλλονται σε ολόκληρο από ηχηματίτη. Αποτελείται κυρίως από αμφιβόλιους και πλαγιόκλαστα ενώ κοινά στη μεταβατική ζώνη παρατηρούνται επίδοτα, χαλασίας, μωσαϊκίτης και ρουτίλιο.

Το πλαγιόκλαστο στον ηχηματίτη έχει σύσταση ολιγόκλαστου (24 % An) (Πιν. 1). Παρουσιάζεται σε υπειδιόμορφους κρυστάλλους μεγέθους μέχρι 6 mm και συμμετέχει σε ποσοστό περίπου 40 %. Στη μεταβατική ζώνη το ποσοστό των πλαγιόκλαστων μειώνεται σημαντικά (κάτω του 10 %) ενώ η σύσταση του γίνεται βασικότερη (30 % An). Τέλος στον αμφιβολίτη το πλαγιόκλαστο είναι μαζί με τον αμφιβολίτη κυρίως ουσιαστικά με ποσοστό συμμετοχής περίπου 40 % και ακόμη βασικότερη σύσταση (33 % An).

Οι αμφιβολίτες είναι βασικό ουσιαστικό της μεταβατικής ζώνης και φησίζονται ως αμφιβολίτη. Η σύστασή τους μεταβάλλεται από ηχηματιτική στη ζώνη επαφής σε κερσσιλιθική στον αμφιβολίτη (μέγιστος ανιμοσολογίας Beer et al. (1987)). Σύμφωνα με την κατάταξη κατά Leake (1978) οι συστάσεις είναι αντιστοιχία μαγνησιούχους χρωτινχοίτες και μαγνησιούχους χρωτινχοίτες κερσσιλιθ. Όπως φαίνεται από τον Πίνακα 1 οι αμφιβολίτες στον αμφιβολίτη είναι πλουσιότεροι σε Hg²⁺ ενώ της μεταβατικής ζώνης σε Fe²⁺.

Το επίδοτο, δευτερογενές όσον αφορά τη γένεσή του, παρουσιάζει παρόμοια σύσταση στον ηχηματίτη και στον αμφιβολίτη, με εκατόπλευρα συμμετοχή του ισοστακτικού μορίου Ca₂Fe₂²⁺Si₂O₁₂(OH) 19 και 18 αντίστοιχα (Πιν. 1). Στη μεταβατική ζώνη ελαττώνεται το ποσοστό του Al^{VI} ενώ αυξάνονται σημαντικά το ποσοστό του Fe²⁺ και βεβαίως η συμμετοχή του μορίου του ισοστακτικού (27).

Ο μωσαϊκίτης τόσο στη μεταβατική ζώνη όσο και στον ηχηματίτη ή τον αμφιβολίτη παρουσιάζει τα ίδια σχεδόν ηχηματιτικά γινώσματα. Η εκατοστιαία συμμετοχή του μωσαϊκίτη στη σύσταση των μωσαϊκίων είναι 16 στον ηχηματίτη, 18 στη μεταβατική ζώνη και 19 στον αμφιβολίτη, όπου ο μωσαϊκίτης περιέχει υψηλό ποσοστό Hg (Πιν. 1).

Ο καλιούχος άστριος προσδιορίστηκε μόνο στον ηχηματίτη, σε μικρό ποσοστό κοντά στη μεταβατική ζώνη και έχει σύσταση

	PL9	PL5	PL14	PL15	PL12	PL13	PL16	ABD
SiO ₂	74.69	74.18	74.10	51.61	53.61	50.12	49.73	50.88
TiO ₂	0.05	0.02	0.05	2.01	1.93	1.26	1.04	0.95
Al ₂ O ₃	16.54	16.82	16.40	13.96	16.01	15.96	15.87	15.59
Fe ₂ O ₃	0.19	0.09	0.09	9.78	2.73	4.14	2.09	9.16*
FeO	0.44	0.26	0.22	8.50	9.10	5.67	7.21	-
MnO	0.01	0.00	0.01	0.53	0.42	0.15	0.47	0.17
HgO	0.18	0.09	0.11	3.36	2.97	8.38	8.62	8.34
CaO	0.88	1.55	3.03	7.34	6.73	9.69	9.87	12.45
Na ₂ O	2.88	4.46	5.27	1.67	2.07	2.69	2.31	2.55
K ₂ O	2.72	1.62	0.66	0.28	0.37	0.54	0.19	0.37
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.89	0.52	0.14	0.22	0.07
LOI	1.64	1.29	0.67	0.96	1.36	1.16	0.71	2.09
Σύνολο	100.24	100.40	100.63	98.89	97.82	99.90	98.33	102.62

CIPW norms

Qtz	45.10	38.41	34.14	16.51	15.83	0.71	0.29	-
Cor	7.26	4.91	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Or	16.07	9.57	3.90	1.65	2.19	3.19	1.12	-
Ab	24.37	37.74	44.60	14.13	17.52	22.76	19.55	-
An	4.37	7.89	15.03	35.23	33.31	29.89	32.38	-
Di	0.00	0.00	0.00	0.98	0.07	14.48	13.43	-
Hy	1.05	0.59	0.54	16.39	19.41	19.17	25.64	-
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Mt	0.27	0.13	0.13	8.38	3.96	6.01	3.03	-
Ilm	0.09	0.04	0.09	3.82	3.67	2.39	1.98	-
Ap	0.05	0.05	0.05	2.06	1.20	0.32	0.51	-

Ιχνοστοιχεία

Nb	3	1	1	26	NA	5	NA	BDL
Zr	10	4	32	643	NA	75	NA	50
Y	1	1	1	141	NA	29	NA	23
Sr	321	462	541	321	NA	240	NA	256
Rb	61	36	30	4	NA	5	NA	5
Th	1	1	1	25	NA	1	NA	NA
Ga	17	14	11	20	NA	20	NA	NA
Zn	10	5	4	83	NA	109	NA	89
Ni	2	3	1	9	NA	111	NA	110
V	6	1	6	70	NA	254	NA	240
Cr	BDL	BDL	BDL	5	NA	328	NA	249
Ba	2400	1430	87	75	NA	63	NA	51
La	1	1	1	67	NA	3	NA	BDL
Ce	BDL	BDL	BDL	150	NA	11	NA	BDL
Nd	BDL	1	2	74	NA	7	NA	NA

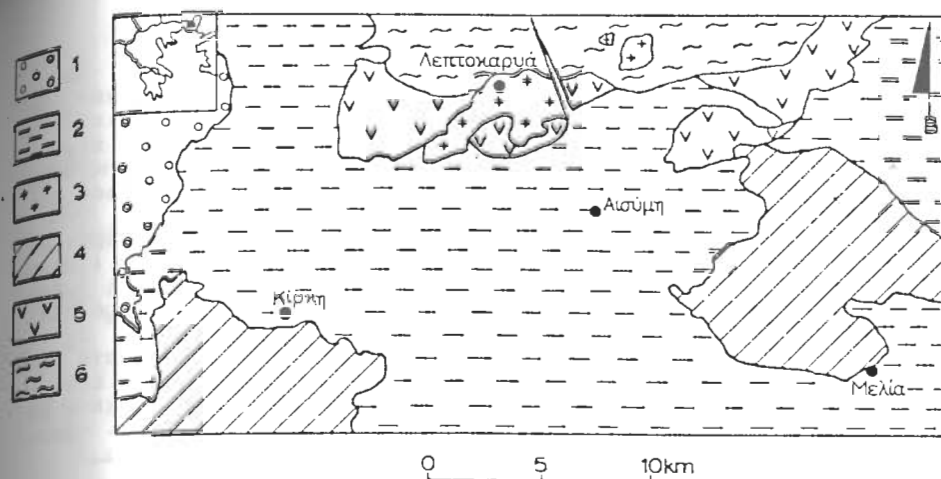
* = Total Fe as Fe₂O₃

NA = Δεν αναλύθηκε

BDL = Κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας

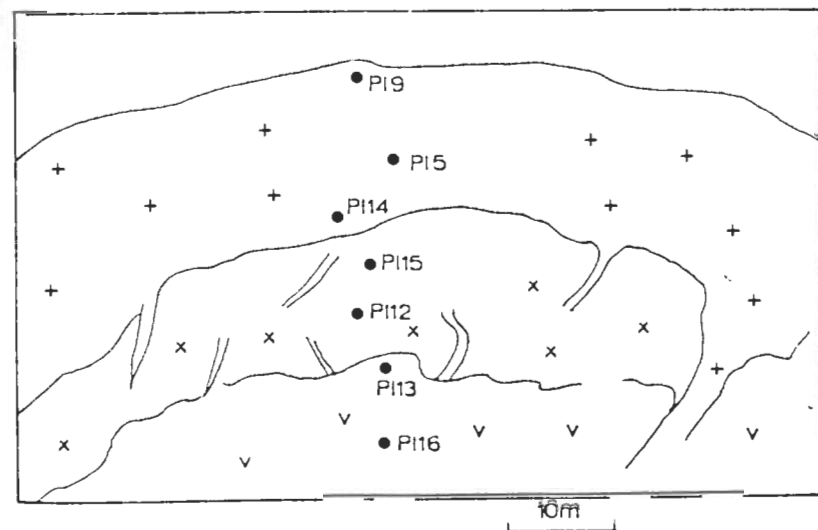
Πιν. 1.: Χημικές αναλύσεις κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων καθώς και δυναμικές συστάσεις ορυκτών με την μέθοδο CIPW σε δείγματα από την πηγματίτη (PL9, PL5, PL14), την μεταβατική ζώνη (PL15, PL12) και τον αμφιβολίτη (PL13, PL16, ABD).

Table 1.: Major and trace element composition and CIPW norms of samples from the pegmatite (PL9, PL5, PL14), the transitional zone (PL15, PL12) and the amphibolite (PL13, PL16, ABD).



Εικ. 1.: Γεωλογικό σκαρίφημα της περιοχής Λεπτοκαρυάς (τροποποιημένο από Κατίτζεζόγλου 1986). 1. Τεταρτογενείς αποθέσεις, 2. Τριτογενή ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα, 3. Γρανодиόριτες και πηγματίτες Λεπτοκαρυάς, 4. Περιροδοπική Ζώνη, 5. Ενότητα Αμφιβολιτών-Σερπεντινιτών, 6. Κρυσταλλικό υπόβαθρο Ροδοπικής Μάζας.

Fig. 1.: Geological sketch map of the Leptokarya area (modified after Κατίτζεζόγλου 1986). 1. Quarternary deposits, 2. Tertiary volcanic and sedimentary rocks, 3. Granodiorite and pegmatite of Leptokarya, 4. Circum-Rhodope Belt, 5. Amphibolite-Serpentinite Unit, 6. Crystalline basement of Rhodope Massif.



Εικ. 2.: Σχηματική τομή στην περιοχή δειγματοληψίας.

Fig. 2.: Sketch section of the sampling site.

ορθοκλάστου (Or 98 %) (Πιν. 1).

Ο γρανάτης έχει δημιουργηθεί στη μεταβατική ζώνη. Παρουσιάζεται με τη μορφή ισοδιαμετρικών ιούτροπων κόκκων με σύσταση πλησιέστερα στον αλμανδίνη. Για την ακρίβεια, η συμμετοχή των διαφόρων μελών στη σύσταση του γρανάτη είναι: αλμανδίνης 60 %, χροσουλάριος 16 %, πυρωλά 15 %, ανδραδίτης 5 %, απεσσαρτίνης 5 % (Πιν. 1). Τα ποσοστά αυτά συγεί υπάδηλώνουν σαφώς ότι ευνοήθηκε ο σχηματισμός πλούσιου σε Fe γρανάτη.

Ο χλωρίτης παρατηρήθηκε στον ηχηματίτη και στη μεταβατική ζώνη. Από το διάγραμμα ταξινόμησης των χλωρίτων του Hey (1954) προκύπτει ότι πρόκειται για πυκνοχλωρίτη και στις δύο περιπτώσεις. Στη μεταβατική ζώνη ο χλωρίτης παρουσιάζει υψηλότερο ποσοστό Fe^{2+} και χαμηλότερο Mg^{2+} (Πιν. 1).

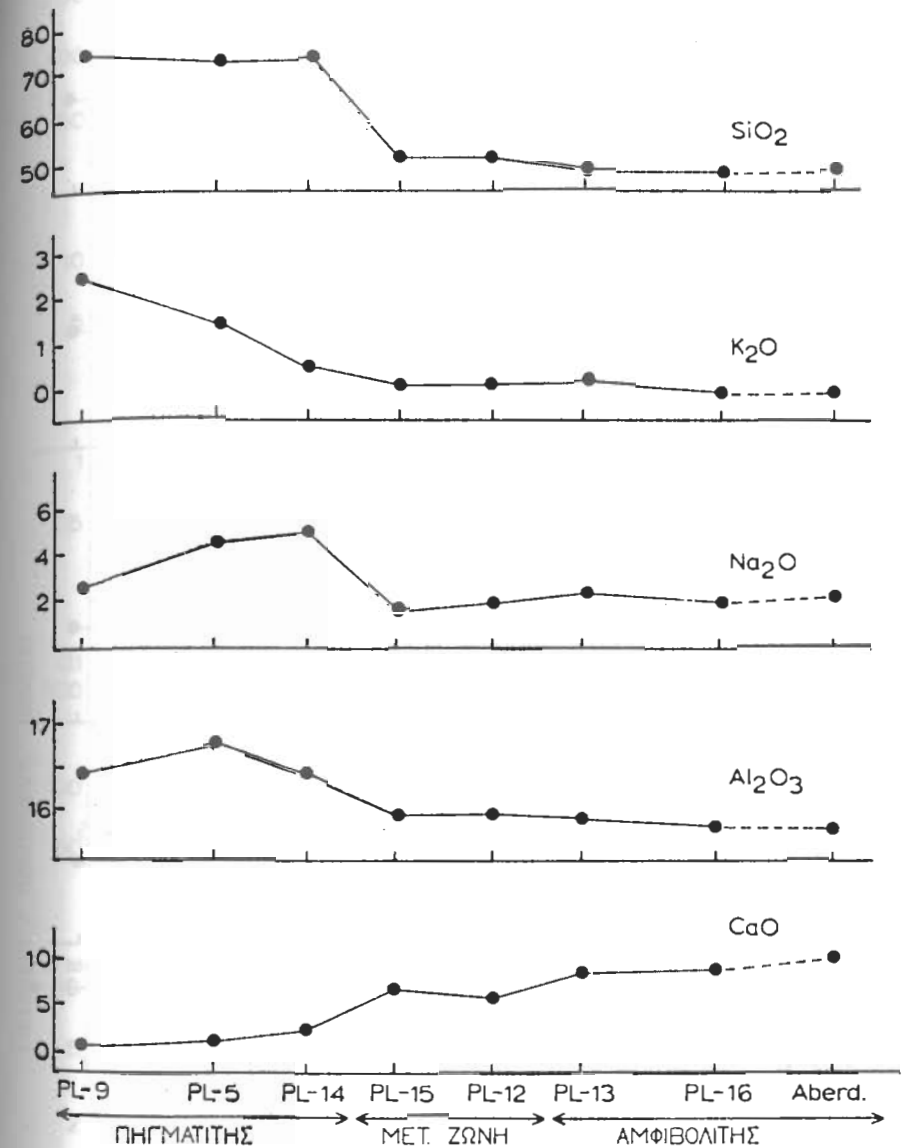
Τέλος, ρουτίλιο παρατηρήθηκε και στα τρία πετρώματα με σύσταση 100 % σε TiO_2 . Το ποσοστό του ρουτίλιου παρουσιάζεται αυξημένο στη μεταβατική ζώνη και μειώνεται σταδιακά σε σχέση με την απόσταση, τόσο προς την πλευρά του ηχηματίτη όσο και προς την πλευρά του αμφιβολίτη.

5. ΠΕΤΡΟΧΗΜΕΙΑ

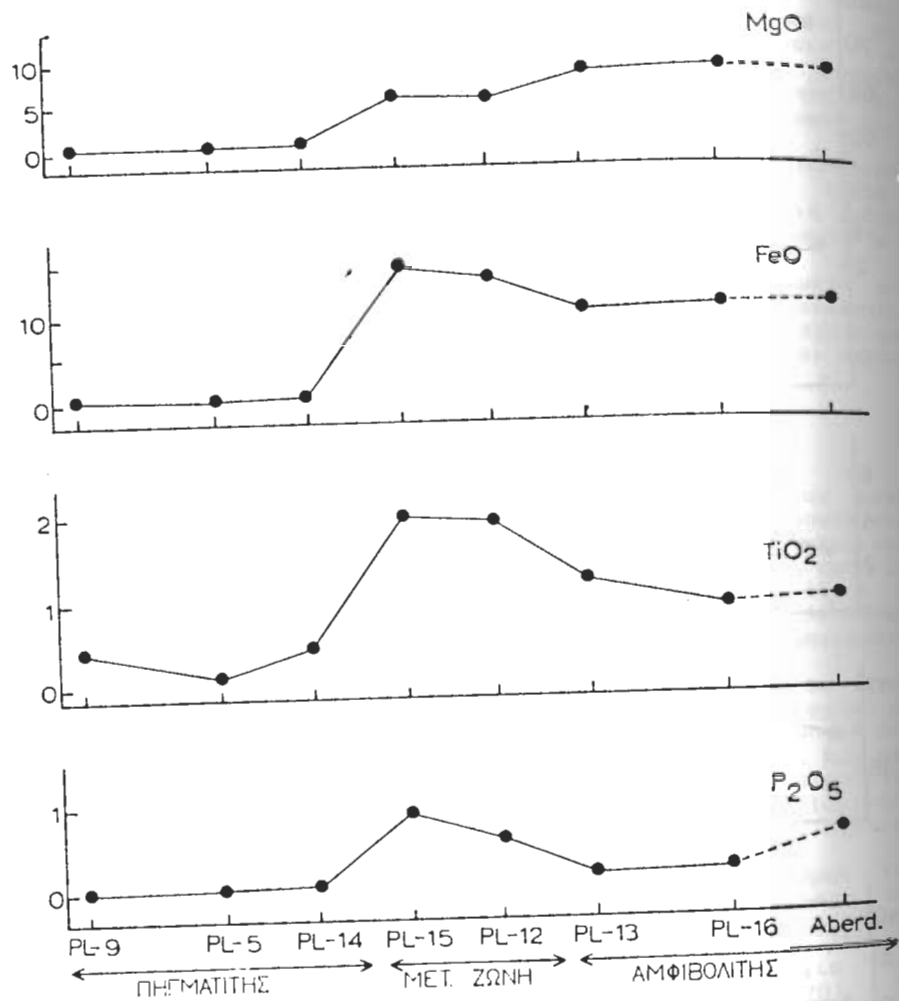
Για τη μελέτη του χημισμού των πετρωμάτων έγιναν επτά χημικές αναλύσεις για κύρια στοιχεία και πέντε για ιχνοστοιχεία (Πιν. 2). Στον ίδιο πίνακα δίνονται οι δυνητικές ορυκτολογικές συστάσεις πετρωμάτων με τη μέθοδο CIPW καθώς και ο μέσος όρος 23 αναλύσεων αμφιβολιτών της περιοχής Αμπερντίν από Billett & Nesbitt (1936), που βρίσκεται κοντά στην περιοχή που μελετήθηκε και οι οποίες λαμβάνονται ως ανεπηρέαστες από τα φαινόμενα επαφής του ηχηματίτη.

Οι μεταβολές του χημισμού φαίνονται στην Εικόνα 3, όπου προβάλλονται οι περιεκτικότητες στα διάφορα οξείδια σε σχέση με την απόσταση (βλ. Εικ. 2). Από τις προβολές αυτές προκύπτει ότι η μεταβατική ζώνη παρουσιάζει περιεκτικότητες σε Al_2O_3 , MgO και CaO ενδιάμεσες μεταξύ αυτών του ηχηματίτη και του αμφιβολίτη. Αντίθετα παρουσιάζεται έντονα εμπλουτισμένη σε FeO (ολικό), TiO_2 και P_2O_5 , ενώ η περιεκτικότητα σε αλκάλια είναι σχετικά μικρή.

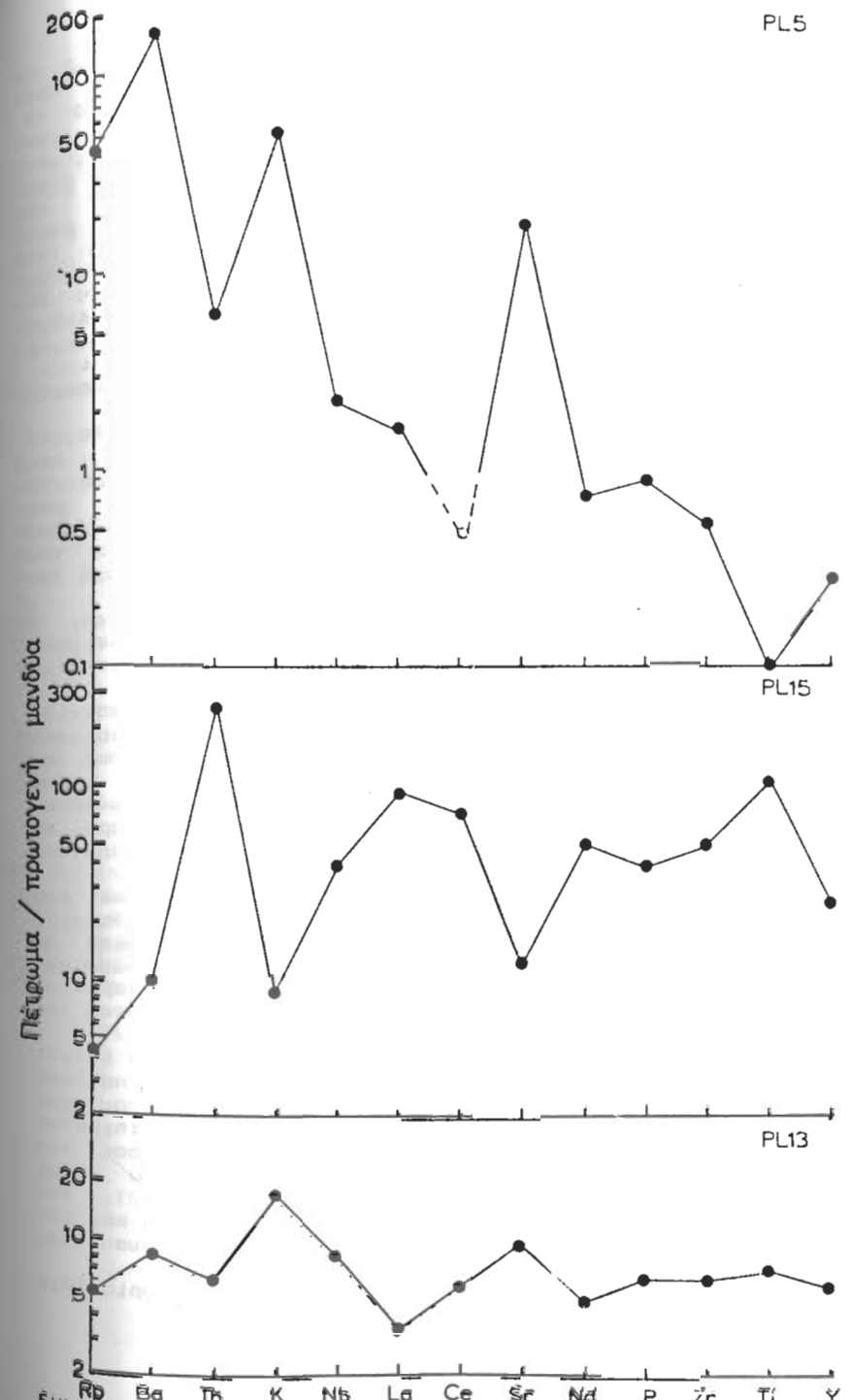
Η χρήση διαγραμμάτων με κανονικοποιημένες ως προς τον πρωταγενή μαγδύα τιμές, κρίθηκε σκόπιμη για την μελέτη της μεταβολής των ιχνοστοιχείων από τον ηχηματίτη (δείγμα PL5), προς τη μεταβατική ζώνη (δείγμα PL15) και τον αμφιβολίτη (δείγμα PL13) (Εικ. 4). Οι τιμές που χρησιμοποιήθηκαν για την κανονικοποίηση είναι αυτές των Wood et al. (1979). Τα διαγράμματα αυτά δείχνουν ότι ο ηχηματίτης είναι εμπλουτισμένος σε λιθόφιλα στοιχεία μεγάλης ακτίνας ιόντος όπως K, Rb, Sr, Ba (στοιχεία LIL) σε σχέση με τα στοιχεία υψηλού δυναμικού πεδίου La, Ce, Nd, P, Zr, Nb, Y (στοιχεία HFS), ενώ στον αμφιβολίτη δεν παρατηρείται κανένας ιδιαίτερα έντονος εμπλουτισμός. Η γενική κλίση του διαγράμματος της μεταβατικής ζώνης δεν δείχνει ιδιαίτερο εμπλουτισμό όσον αφορά την σχέση στοιχείων HFS και LIL. Γενικά παρουσιάζεται εμπλουτισμένη σε ιχνοστοιχεία, ενώ χαρακτηριστική είναι η παρουσία έντονων θετικών ανωμαλιών για τα στοιχεία Th, Nb, La, Ce, Nd και Ti, στοιχεία στα οποία οι άλλοι δύο τύποι παρουσιάζουν αρνητικές ανωμαλίες, και αρνητικών ανωμαλιών για τα στοιχεία K και Sr, για τα οποία τόσο ο ηχηματίτης όσο και ο αμφιβολίτης παρουσιάζουν θετικές ανωμαλίες.



Εικ. 3.: Μεταβολές της περιεκτικότητας στα κύρια στοιχεία.
Fig. 3.: Variations in the major element contents.



Εικ. 3.: Μεταβολές της περιεκτικότητας στα κύρια στοιχεία.
 Fig. 3.: Variations in the major element contents.



Εικ. 4.: Τίτλοι στοιχείων με κανονικοποιημένες τιμές ως προς τον πρωτογενή μανδύα των Wood et al. (1979).
 Fig. 4.: Trace element plots with values normalized to the primary mantle of Wood et al. (1979).

6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Είναι γνωστό ότι διαίεσηση ηχηματιτικού μάγματος και συνυπορχόντων ρευστών σε περιβάλλοντα πετρώματα είναι δυνατόν να δημιουργήσει μεταβολές στη σύσταση των πρωτογενών φάσεων των δειγμάτων πετρωμάτων ή εκτεταμένη μετατροπή της αρχικής ορυκτολογικής σύστασής τους με συνέπεια την δημιουργία μιας μετασωματικής δώνης.

Η έκταση και η σύσταση της δώνης εξαρτώνται από την φύση των ηχηματιτικών ρευστών και από τη δομή και σύσταση του περιβάλλοντος πετρώματος. Συνήθως οι μετασωματικές δώνες σε επαφή ηχηματιών - μεταμορφωμένων πετρωμάτων είναι πλούσιες σε τουρμαλίνη λόγω μεταφοράς βορίου στο περιβάλλον πετρωμα. Ακόμη είναι δυνατόν να παρατηρηθεί ανάδραση μεταμόρφωση με δημιουργία φάσεων χαμηλής θερμοκρασίας και εμπλουτισμός σε LIL στοιχεία (Morghan and London 1987). Αντίθετα εμπλουτισμός της μετασωματικής δώνης σε Fe και HFS στοιχεία είναι σχετικά σπάνιος.

Στην περίπτωση του ηχηματιού της Λεπτοκαρυός η ορυκτολογική σύσταση της δώνης αυτής είναι γρανάτης (αλμυδίνης) και αμφιβολίτης (Mg-αυχός χαστινγκσίτης) και σε μικρότερο ποσοστό χαλασίτης, επίδοτο, ηλαχιόκλαστο, μοσχοβίτης, χλωρίτης και ρουτίλιο. Κοινά στην δώνη, και σε ποσοστό που μειώνεται όσο απομακρυνόμαστε από αυτή, κρυσταλλώνεται προς την πλευρά του ηχηματιού επίδοτο, χλωρίτης και ρουτίλιο και προς την πλευρά του αμφιβολίτη επίδοτο, χαλασίτης, μοσχοβίτης και ρουτίλιο.

Από τις χημικές αναλύσεις των ορυκτών φαίνεται ότι η συκκάντωση υδίου είναι υψηλότερη στο χλωρίτη, στον αμφίβολο και στο επίδοτο της μετασωματικής δώνης σε σχέση με τα αντίστοιχα ορυκτά των περιφερειακών της πετρωμάτων.

Ο εμπλουτισμός σε αλκικό Fe και HFS στοιχεία της μετασωματικής δώνης εμφανίζεται να εξαρτάται από την ποιοτική και ηθεσοτική αναλογία των ορυκτών που την αποτελούν. Ειδικότερα η αύξηση του Fe συνδέεται με την κρυσταλλωση αλμυδίνης (πλούσια σε Fe μέλος της σειράς των γρήνων) και πλούσιου σε Fe χλωρίτη, αμφιβολίου και επίδοτου. Η αύξηση σε Ti και πιθανώς HFS στοιχείων μπορεί να αποδοθεί στην αυξημένη συμμετοχή του ρουτίλιου στη μετασωματική δώνη.

Οι χαρακτηριστικά υψηλές παραεκτικότητες σε TiO₂ και FeO της μετασωματικής δώνης δεν μπορεί να οφείλονται σε εκλεκτική συκκάντωση τους από το υλικό του αμφιβολίτη, αφ' όσον οι παραεκτικότητες του αμφιβολίτη στα οξείδια αυτά παραμένουν σταθερές ή εμφανίζονται και αυτές αυξημένες κοντά στη μετασωματική δώνη (βλκ. 3). Εκείνο επομένως που απομένει είναι η υψύωση της δράσης ρευστής φάσης που συνδέεται με τον ηχηματιού.

Η δημιουργία μετασωματικών άλω διασποράς (dispersión halo) στην περιφέρεια ηχηματιτικών σωμάτων έχει αποδοθεί υπό πολλούς ερευνητές στη δράση μιας πλούσιας σε νερό ρευστικής φάσης που έχει δημιουργηθεί από απομείξη κορεσμένου σε νερό πυριτικό τμήματος (Beus 1960, Jahns and Burnham 1969, Jahns 1982). Το είδος της μετασωματικής δώνης που σχηματίζεται εξαρτάται από το βαθμό διαφοροποίησης του ηχηματιού (Trueman and Coehn 1982), την αναλογία των στοιχείων που περιέχονται στη ρευστή φάση και την έκταση της σύστασης των ρευστών αυτών μετά τη διαίεσηση του ηχηματιού (Shearer et al. 1986).

Από τη κρυσταλλωση αλμυδίνης και ρουτίλιου κατά κύρια λόγω

Αρ. δγμ. NPA	Πηλαχιόκλαστο			Ορθόκλαστο	Χλωρίτης		Γρανάτης
	PL14 4	PL15 4	PL13 3	PL14 1	PL14 1	PL15 2	PL15 7
SiO ₂	62.72	61.35	60.42	63.49	27.99	26.78	37.65
TiO ₂	-	-	-	-	-	0.12	0.03
Al ₂ O ₃	23.45	24.40	24.90	17.63	20.48	18.71	20.97
FeO	-	-	0.03	0.07	17.12	25.24	27.17
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	1.65
MnO	-	-	-	-	0.19	0.65	2.01
HgO	-	-	-	-	21.02	15.73	3.82
CaO	4.86	6.26	6.88	0.00	-	0.10	7.52
Na ₂ O	8.55	7.96	7.56	0.20	0.56	0.44	-
K ₂ O	0.03	0.05	0.00	16.93	-	-	-
Σύνολο	99.61	100.02	99.79	98.32	87.36	87.76	100.82
		8(O)		32(O)	28(O)		12(O)
Si	2.78	2.71	2.69	12.00	5.66	5.66	2.96
Al ^{IV}	1.22	1.29	1.31	3.93	2.34	2.34	0.04
Al ^{VI}	-	-	-	-	2.54	2.32	1.91
Ti	-	-	-	-	-	0.02	0.00
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	0.10
Fe ²⁺	-	-	-	0.02	2.89	4.46	1.79
Hg	-	-	-	-	6.33	4.96	0.45
Mn	-	-	-	-	0.03	0.12	0.13
Ca	0.23	0.30	0.33	0.00	-	0.02	0.63
Na	0.74	0.68	0.65	0.07	0.22	0.18	-
K	0.00	0.00	0.00	4.08	-	-	-
Αη %	24	30	33	0			
Αβ %	76	70	67	2			
Οφ %	0	0	0	98			

Πιν. 2.: Χημικές αναλύσεις ορυκτών με ηλεκτρονική μικροανάλυση και υπολογισμός των κρυστών σε οξείδια από τον ηχηματιού (PL14), τη μετασωματική δώνη (PL15) και τον αμφιβολίτη (PL13). Οι τιμές που δίνονται αποτελούν τον μέσο όρο ενός αριθμού σημειακών αναλύσεων (NPA).

Table 2.: Microprobe analyses and recalculated formulae in minerals from the pegmatite (PL14), the transitional zone (PL15) and the amphibolite (PL13). The values are average of a number of point analyses (NPA).

Αρ. δγμ. NPA	Αμφίβολος		Μοσχοβίτης			Επίδοτα		
	PL15	PL13	PL14	PL15	PL13	PL14	PL15	PL13
	1	5	5	5	4	3	6	2
SiO ₂	41.27	42.91	46.59	45.99	45.54	38.00	37.36	37.87
TiO ₂	0.68	0.86	0.38	0.43	0.78	0.01	0.08	0.17
Al ₂ O ₃	15.71	14.19	31.81	31.81	30.72	27.39	23.81	26.37
FeO	15.20	12.65	1.13	2.82	2.95	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	7.53	12.45	8.87
MnO	-	0.21	-	0.05	0.08	0.12	0.20	0.09
MgO	10.00	11.37	1.52	1.40	2.49	0.18	0.35	0.17
CaO	10.98	11.05	-	-	0.03	24.20	23.45	23.96
Na ₂ O	2.69	2.18	1.20	1.38	1.47	-	-	-
K ₂ O	0.87	0.72	9.32	9.47	9.13	-	-	-
Σύνολο	97.40	96.14	91.95	93.35	93.19	97.43	97.68	97.50

	23(0)		22(0)			25(0)		
Si	6.17	6.40	6.39	6.30	6.26	5.96	5.96	5.97
Al ^{IV}	1.83	1.60	1.61	1.70	1.74	0.04	0.04	0.03
Al ^{VI}	0.94	0.89	3.54	3.43	3.23	5.02	4.14	4.86
Ti	0.08	0.10	0.04	0.05	0.08	0.01	0.01	0.02
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	0.89	1.50	1.05
Fe ²⁺	1.90	1.58	0.14	0.32	0.34	-	-	-
Mg	2.29	2.53	0.31	0.29	0.51	0.04	0.08	0.04
Mn	-	0.03	-	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01
Ca	1.76	1.76	-	-	0.00	4.07	4.01	4.05
Na	0.78	0.63	0.32	0.37	0.04	-	-	-
K	0.17	0.14	1.63	1.65	1.60	-	-	-

Mu	84	82	81	Zo	54	23	48
Pg	16	18	19	Ep	45	76	53
				Ps	1	1	1

και των σχετικών πλουσιών σε Fe χλωρίτη, αμφίβολου και επιθέτου
 στη μεταβατική ζώνη του ηχηματίτη της λεπτοκαρμιάς συμπεριλαμβάνεται
 η υψηλή ενεργότητα Fe και Ti στη ρουετή φάση που έδρασε
 μετασχηματικά στον αμφίβολιτη. Η διαλυτότητα Fe, Ti και HF₂
 στοιχείων είναι θεωρητικά μικρή σε σχέση με τα υδατικά ρευστά. Η
 παρουσία όμως ορισμένων ιόντων (π.χ. αλυσθόνων) στο διάλυμα είναι
 δυνατόν να αυξηθεί σημαντικά τη διαλυτότητα τους (Habelek 1986).
 Εξάλλου δυνατότητα εκτεταμένης κινησιολόγησης HF₂ στοιχείων και
 μεταφορά τους στη ρουετή φάση έχει πιστοποιηθεί από τους Kuretz
 and Hynes (1986) σε μεταμορφωμένα ηφαιρώματα χαμηλού βαθμού
 καθολικής μεταμορφώσεως που περιέχουν ρουετλίτη και δεν περιέχουν
 κινανίτη.

Από τα παραπάνω συνάγεται ότι η δημιουργία της μεταβατικής
 ζώνης μεταξύ του ηχηματίτη της λεπτοκαρμιάς και αμφίβολιτικών
 πετρωμάτων πρέπει να οφείλεται στη δράση ρουετικής φάσης που
 προέρχεται από απόρριψη κατά την κρυστάλλωση του ηχηματίτη του
 τήματος και των ιδιαίτερα εμπλουτισμένων σε Fe, Ti και άλλα HF₂
 στοιχεία. Ακριβώς αυτά τα είδη του εμπλουτισμού ηχηματίτη και
 την ιδιαιτερότητα της συσχετισμένης πετρογενετικής διαδρομής.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς ευχαριστούν τον Λεβτέρα Π. Κατρίδουλο για την
 κριτική ανάγνωση του κειμένου και τον Β. Βαργιάνη για την
 σχεδίαση των σχημάτων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Dalozis, E. and Sideris, G. 1985: Application of the microprobe-*perforation*
 geothermometer to a Greenschist facies assemblage from Eastern Rhodope
 Massif, Northeastern Greece. *Chem. Erde*, 44, 269-272.

Dalozis, E. and Sideris, G. 1986: Zoned ultrabasic bodies from leptynites
 area, Northeastern Greece. *Geol. J.*, 16 (4), 51-54.

Deer, A.H. 1960: Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium
 deposits. Academy of Science USSR, Moscow (Transl. Freeman and Co.,
 1966).

Dillett, H.F. and Nesbitt, R.W. 1986: Base metal mineralization associated
 with mafic and ultramafic rocks, eastern Rhodope massif, Greece.
Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B, 95, 37-49.

Deer, A.H., Howie, R.A. and Zussman, J. 1967: Rock-forming minerals, vol. 2,
 Chain silicates, Longmans Press, London.

Day, H.H. 1954: A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, 30, 277-292.

Jahns, R.H. 1982: Internal evolution of pegmatite bodies. In P. Corry, Ed.
 Granitic pegmatites in science and industry. Mineral. Assoc. Canada,
 Short Course Handbook, 8, 293-327.

Jahns, R.H. and Burnham, C.W. 1969. Experimental studies of pegmatite
 genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic
 pegmatites. *Geon. Geol.*, 64, 843-864.

Κατρίδουλος, Α. και Κορκόπουλος, Θ. 1986: Ορυκτολογική μελέτη του
 ηχηματίτη της λεπτοκαρμιάς. *Επιστ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.* (υπό επώρυση).

Κατρίδουλος, Α.Γ. 1986: Μεταλλογένεση της Τριτογενούς Ξηροπούχου
 μεταλλοφόρης κρηπίδας Αιόμης Νομού Έβρου. Διδακτ. διατριβή, Παν/μιο
 Αθηνών, Αθήνα, σσ.171.

- Kaufmann, G., Kockel, F. and Mollat, H. 1976: Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Souda Formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. geol. France*, 18, 2, 225-230.
- Kopp, K.O. 1969: Geologie Thrakiens III: Das Tertiär zwischen Rhodope und Evros. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 16, 315-362.
- Kronberg, P., Meyer, W. and Pilger, A. 1970: Geologie der Rila-Rhodope-Masse zwischen Strimon und Nestos (Nord-griechenland). *Beth. geol. Jb.*, 88, 133-180.
- Κωνσταντίνους, Δ., Κατριτζόγλου, Κ., Μιχαήλ, Κ., Δημητριάδης, Α., Αιολόπουλος, Α. και Κωνσταντίνους, Ε. 1983: Μεταλλογενετικός χάρτης Νομού Έβρου. *Ασμη. ΕΠΕΘΕΠ, Ι.Γ.Μ.Ε.*, σσ. 136.
- Leake, D.E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Can. Min.*, 16, 501-520.
- Morgan, G.B., VI, and London, D. 1987: Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Amer. Mineral.*, 72, 1097-1121.
- Μπόσχος, Ε. and Παπαδόπουλος, Ρ. 1987: The Sangadar-Pirin Unit in the East Rhodope (Petrology and tectonic setting). First Bulgarian-Greek Symp. on Geol. and Phys.-Geogr. problems of the Rhodope massif, Smolyan, (abstract), p. 52.
- Murphy, J.B. and Hynes, R.J. 1986: Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nb and Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, 23, 1138-1144.
- Nabelek, P.W. 1980: trace-element modeling of the petrogenesis of granophyres and aplites in the Hatch Peak granitic stock, Utah. *Amer. Mineral.*, 71, 460-471.
- Παπαδόπουλος, Π. 1982: Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, κλίμ. 1:50.000 - φύλλα Μαρώνεια, Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Ραπανικολάου, Δ. J. 1984: The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. In: The geological evolution of the Eastern Mediterranean (Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F., eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 551-561.
- Ραπανικολάου, Δ. and Παπαδόπουλος, Α. 1981: On the structural style of the southern Rhodope, Greece. *Geol. Balk.*, 11(3), 13-22.
- Petrakakis, K. and Dietrich, H. 1985: MINGOKI: a program for the processing and archiving of microprobe analyses of silicate and oxide minerals. *N. Jb. Miner. Mh.*, 10, 377-384.
- Πεντζεφής, Η. 1986: Οι ερσιτογενείς ηφαιστειαί του νομού Έβρου. *Ασμη. Διετησίη, Παν/μιο Θερ/νίκης*, σσ. 82.
- Schilling, R.D. 1985: Progress report. Annual "Rhodope project" Contact Group meeting, Alexandroupolis (abstract).
- Shearer, C.R., Parise, J.D. and Simon, S.D. 1986: Pegmatite-wallrock interaction, Black Hills, South Dakota: Interaction between pegmatite-derived fluids and quartz-mica schist wallrock. *Amer. Mineral.*, 71, 518-539.
- Sideris, C. 1973: Petrochemistry of some volcanic rocks from N. Thrace. Tectonic and petrochemical relationships with volcanics of Greece. *Chem. Erde*, 32, 174-195.
- Traumann, D.L. and Cerny, P. 1982: Exploration for rare-element granitic pegmatites. In P. Cerny, Ed. *Granitic pegmatites in science and industry. Mineral. Assoc. Canada, Short Course Handbook*, 8, 493-493.
- Hood, D.W., Joron, J.L., Freuil, M., Morry, H.J. and Turney, J. 1979: Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Cont. Miner. Petr.*, 70, 319-327.
- Zachos, S. and Donades, E. 1983: The tectonic position of the Scialoi - Echinos granite and its relationship to the metamorphic formations of Greek western and central Rhodope. *Geol. Balk.*, 13(5), 17-29.