

ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ, ΘΡΑΚΗ

Παπαδοπούλου Λ., Χριστοφίδης Γ., Σολδάτος Τ., Κορωνάιος Α. και Ελευθεριάδης Γ.
*Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 541 24
Θεσσαλονίκη, lambrini@geo.auth.gr, christof@geo.auth.gr, soldatos@geo.auth.gr,
koroneos@geo.auth.gr, gelefthe@geo.auth.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας αποτελείται από τρεις πετρογραφικές ομάδες: βασική, ενδιάμεση και όξινη. Οι ορυκτές παραγενέσεις και η ορυκτοχημεία τους υποστηρίζουν ίδια διαδικασία διαφοροποίησης και επομένως σχηματισμό κάτω από παρόμοιες συνθήκες κρυστάλλωσης για τις δύο πρώτες ομάδες. Η πίεση κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη υπολογίστηκε σε 3,2-4,5 kbar όπως προκύπτει από τη σύσταση των κλινοπυροξένων και των αμφιβόλων. Η θερμοκρασία κρυστάλλωσης υπολογίστηκε σε περίπου 1.100°C με βάση τις συστάσεις των πυροξένων και του μεσοπερθητικού καλιούχου αστρίου. Τα γεωθερμόμετρα αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου και μαγνητίτη-ιλμενίτη έδωσαν θερμοκρασίες 725°C και 700°C, αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές πιθανόν υποδηλώνουν ότι τα παραπάνω ορυκτά συνέχιζαν να εξισορροπούν σε χαμηλότερες θερμοκρασίες ή σε συνθήκες στερεάς κατάστασης, όπως συμβαίνει με τα οξειδία Fe-Ti. Σε κάποιο στάδιο ψύξης του μάγματος αυξάνεται η μερική πίεση νερού (περιεκτικότητα σε νερό >4 κ.β.%) με παράλληλη αύξηση της μερικής πίεσης οξυγόνου προς το ρυθμιστικό διάλυμα μαγνητίτη-αιματίτη (MH).

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας αποτελεί ένα μικρό, υψηλού-K, μαγματικό όγκο κοντά στην αρχαία Μαρώνεια Ροδόπης στη Θράκη. Η εξέλιξή του, εκτός από τις διαδικασίες διαφοροποίησης, εξαρτάται σημαντικά και από τις επικρατούσες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας καθώς και από άλλες φυσικοχημικές συνθήκες. Το τι αντιπροσωπεύει το σημερινό πέτρωμα και ποια ήταν η εξελικτική του πορεία είναι συνάρτηση σε μεγάλο βαθμό των συνθηκών αυτών. Στην παρούσα μελέτη γίνεται προσπάθεια να βρεθούν οι συνθήκες κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη με βάση τις ορυκτολογικές του παραγενέσεις και την ορυκτοχημεία τους με τη χρήση διαφόρων γεωθερμομέτρων και γεωβαρομέτρων πυριγενών πετρωμάτων.

2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ

Οι αναλύσεις των ορυκτών συστατικών των πετρωμάτων έγιναν με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (SEM-EDS) στο Εργαστήριο Σαρωτικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. Οι μετρήσεις έγιναν με τάση επιτάχυνσης 20kV και χρόνο μέτρησης 80sec.

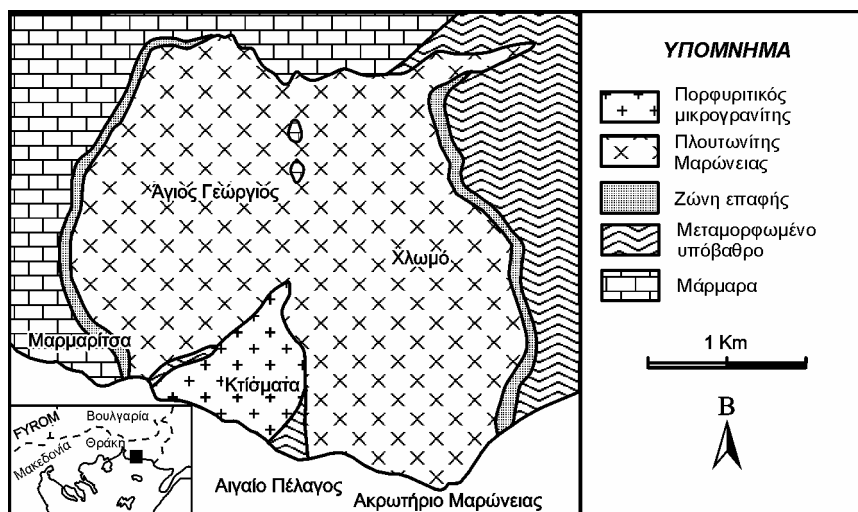
Ο FeO προσδιορίζεται από τη μικροανάλυση σαν ολικός δισθενής. Για τον ποσοτικό προσδιορισμό του Fe₂O₃ των πυροξένων και του μαγνητίτη χρησιμοποιήθηκε η υπολογιστική μέθοδος του Dooop (1987), ενώ για τον ποσοτικό προσδιορισμό του Fe₂O₃ των αμφιβόλων χρησιμοποιήθηκε η υπολογιστική μέθοδος του Schumacher (Appendix 2, Leake et al. 1997). Τέλος, ο Fe₂O₃ των βιοτιτών προσδιορίστηκε ογκομετρικά στο Εργαστήριο Γεωχημείας του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας με τη χρήση διαλύματος NH₄VO₃.

3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνας διεισδύει στην ενότητα Μάκρης της Περιοδοτικής ζώνης (Σχ. 1). Ειδικότερα ανατολικά και βορειοανατολικά διεισδύει σε μία μεταμορφική ακολουθία αποτελούμενη από φυλλίτες, πρασινοσχιστόλιθους και γνευσίους, με την οποία σχηματίζει έντονα φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης (κερατίτες) ενώ βόρεια και δυτικά διεισδύει σε μάρμαρα, σχηματίζοντας μια αρκετού εύρους ζώνη μεταμόρφωσης εξ επαφής (Δορυφόρου 1990). Ο πλουτωνίτης έχει ηλικία Ολιγοκαίνου και θεωρείται ο νεότερος των Τριτογενών πλουτωνιτών της Θράκης (Del Moro et al. 1988, Παπαδοπούλου 2003).

Με βάση τη χημική ταξινόμηση, τα ορυκτολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων, καθώς και τον τρόπο με τον οποίο εμφανίζονται αυτά στο ύπαιθρο, αναγνωρίστηκαν τρεις κύριες πετρογραφικές ομάδες: α) η βασική, β) η ενδιάμεση και γ) η όξινη ομάδα (Παπαδοπούλου 2003).

α) *Βασική ομάδα*: Αποτελείται από σκουρόχρωμο, μεσόκοκκο γάββρο (Γβ), που συνίσταται από πλαγιόκλαστο, κλινοπυρόξενο, βιοτίτη και οξειδία Fe-Ti. Ολιβίνης και ορθοπυρόξενος είναι σπάνιοι ενώ εμφανίζεται κατά θέσεις και ορθόκλαστο.



Σχήμα 1. Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη της Μαρώνας.

β) *Ενδιάμεση ομάδα*: Αποτελείται από μονζογάββρο (ΜΓ), χαλαζιακό μονζογάββρο (ΧΜΓ), μονζονίτη (ΜΖ), χαλαζιακό μονζονίτη (ΧΜΖ), πορφυριτικό μικρομονζονίτη και μικροκοκκώδη εγκλείσματα. Ο μονζογάββρος και ο χαλαζιακός μονζογάββρος μοιάζουν μακροσκοπικά αλλά διαφέρουν στα ποσοστά των φεμικών συστατικών και του χαλαζία. Το ίδιο ισχύει και για το μονζονίτη και το χαλαζιακό μονζονίτη. Ο πορφυριτικός μικρομονζονίτης εμφανίζεται υπό μορφή φλεβικής διείσδυσης, πάχους περίπου 60 cm. Τα εγκλείσματα έχουν σύσταση μονζογάββρου. Τα πετρώματα της ομάδας αυτής αποτελούνται από πλαγιόκλαστα, καλιούχο άστρο, λίγο χαλαζία, πυρόξενους, βιοτίτη και \pm αμφίβολο. Αδιαφανή ορυκτά (μαγνητίτης, ιλμενίτης, σιδηροπυρίτης), απατίτης, τιτανίτης, ζirkόνιο και δευτερογενή ορυκτά (ασβεστίτης, χλωρίτης, ακτινόλιθος, επίδοτο, σερικίτης) απαντούν ως επουσιώδη.

γ) *Όξινη ομάδα*: Αποτελείται από γρανίτη, πορφυριτικό μικρογρανίτη και απλιτικές φλέβες. Ο γρανίτης έχει ως φεμικό βιοτίτη και κατά θέσεις και μοσχοβίτη. Τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά του είναι χαλαζίας, καλιούχος άστρος, πλαγιόκλαστα, βιοτίτης ενώ επουσιωδώς εμφανίζονται ζirkόνιο, ρουτίλιο, τιτανίτης, απατίτης και δευτερογενώς χλωρίτης, επίδοτο και ασβεστίτης. Σε ορισμένες θέσεις εμφανίζεται μοσχοβίτης. Ο πορφυριτικός μικρογρανίτης αποτελεί μία νεότερη διείσδυση στο νότιο τμήμα του πλουτωνίτη. Είναι έντονα υδροθερμικά εξαλλοιωμένος, τεκτονισμένος και συνδέεται με μεταλλοφορία πορφυριτικού Cu-Mo (Melfos et al. 2002). Τα όρια του με τον πλουτωνίτη και με τα μεταμορφωμένα πετρώματα είναι σαφή. Φαινοκρύσταλλοι χαλαζία, καλιούχου αστρού, πλαγιόκλαστου και βιοτίτη, σε μία αστριοχαλαζιακή μικροκρυσταλλική μάζα αποτελούν το πέτρωμα.

Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται απατίτης, τιτανίτης, ζirkόνιο, αδιαφανή ορυκτά και ως δευτερογενή χλωρίτης, επίδοτο, ρουτίλιο, σερικήτης και καολίνης.

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας δεν εμφανίζει φαινόμενα μεταμόρφωσης. Οι παρόμοιες ορυκτολογικές παραγενέσεις και συστάσεις υποδηλώνουν την ίδια διαδικασία διαφοροποίησης για τα πετρώματα της βασικής και ενδιάμεσης ομάδας κι επομένως παρόμοιες συνθήκες κρυστάλλωσης. Τα περισσότερα ορυκτά συστατικά τους παρουσιάζουν χημική ομοιογένεια γεγονός που δείχνει ότι εξισορρόπησαν σε μαγματικές συνθήκες. Εξαιρέση παρουσιάζουν τα πλαγιόκλαστα που εμφανίζονται τόσο σε ζωνώδη όσο και σε μη ζωνώδη μορφή.

4 ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

Ακολούθως περιγράφονται συνοπτικά τα ορυκτά συστατικά των πετρωμάτων του πλουτωνίτη της Μαρώνειας. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις των ορυκτών παρατίθενται στον πίνακα 1.

4.1 Πυρόξενοι

Οι πυρόξενοι αποτελούν τα κύρια φεμικά συστατικά των βασικών πετρογραφικών τύπων και διακρίνονται σε κλινοπυροξένους και ορθοπυροξένους. Οι ορθοπυρόξενοι εμφανίζονται ως ομογενείς, μεμονωμένοι κρύσταλλοι. Από τις μικροσκοπικές παρατηρήσεις φαίνεται ότι είναι το πρώτο ουσιώδες ορυκτό που κρυσταλλώνεται. Έχει παρατηρηθεί ότι κατά τη μετάβαση από το μονζογάβρο στο μονζονίτη, ο ορθοπυρόξενος εξαφανίζεται σταδιακά, ενώ παράλληλα αυξάνει η κρυστάλλωση της αμφιβόλου και του καλιούχου αστρίου. Οι κλινοπυρόξενοι εμφανίζονται ως μεμονωμένοι αναλλοίωτοι κρύσταλλοι. Είναι άχρωμοι και εγκλείουν ορθοπυρόξενο, απατίτη, βιοτίτη και μαγνητίτη. Οι ορθοπυρόξενοι είναι πλούσιοι σε μαγνήσιο και έχουν σύσταση ενστατίτη σύμφωνα με την ταξινόμηση κατά Morimoto (1989). Η τιμή X_{Mg} κυμαίνεται από 0,54-0,72%. Τα Al_2O_3 , TiO_2 και MnO κυμαίνονται αντίστοιχα από 0,44-1,3 κ.β.%, 0,14-0,43 κ.β.% και 0,51-1,1 κ.β.%. Οι κλινοπυρόξενοι έχουν σύσταση αυγίτη και τα Al_2O_3 , TiO_2 και MnO κυμαίνονται αντίστοιχα από 0,26-3 κ.β.%, 0-0,88 κ.β.% και 0,12-0,74 κ.β.%. Η τιμή X_{Mg} κυμαίνεται από 0,65-0,75%. Οι συστάσεις των πυροξένων δεν παρουσιάζουν μεταβολή μεταξύ των διαφόρων πετρογραφικών τύπων.

4.2 Αμφίβολος

Η αμφίβολος, με τη μορφή της κεροσίλβης, εμφανίζεται σε ορισμένα δείγματα του Μζ και του ΜΓ σε μικρότερα πάντα ποσοστά από τους πυροξένους και το βιοτίτη. Στους ίδιους πετρογραφικούς τύπους σχηματίζεται και δευτερογενώς αμφίβολος από τη μετατροπή των πυροξένων. Οι αμφίβολοι ανήκουν στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων και έχουν σύσταση μαγνησιοκεροσίλβης (Leake et al. 1997). Οι αμφίβολοι που προκύπτουν δευτερογενώς από τη μετατροπή των πυροξένων έχουν σύσταση ακτινολίθου.

4.3 Βιοτίτης

Ο βιοτίτης εμφανίζεται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους και αποτελεί ένα από τα κύρια ορυκτολογικά τους συστατικά. Η σύστασή του είναι σχεδόν σταθερή σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Η πιο μαγνησιούχος σύσταση (φλογοπίτης) απαντάται στους γάββρους και σε ένα δείγμα μονζογάββρου ενώ στους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους είναι αννίτης. Ο λόγος $Mg/Mg+Fe_{\text{ολ}}$ κυμαίνεται από 0,55 έως 0,76. Το ποσοστό του TiO_2 φτάνει το 6,5 κ.β.% με μέσο όρο 4,9 κ.β.%.

4.4 Άστριοι

Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται τόσο με ζωνώδη όσο και με μη ζωνώδη δομή. Τα μη ζωνώδη πλαγιόκλαστα έχουν σύσταση που κυμαίνεται από An_{45} έως An_{59} . Τα ζωνώδη πλαγιόκλαστα εμφανίζονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Η σύσταση του πυρήνα κυμαίνεται από An_{46} έως An_{80} ενώ η σύσταση της περιφέρειας φτάνει έως An_{29} .

Πίνακας 1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις των ορυκτών του πλουτωνίτη της Μαρώνας.

ΚΛΙΝΟΠΥΡΩΞΕΝΟΙ						ΟΡΘΟΠΥΡΩΞΕΝΟΙ					
	Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ		Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ
	MP-12	MP-36	MP-11	MP-62	MP-65		MP-12	MP-36	MP-11	MP-62	MP-65
SiO ₂	52.66	51.02	52.11	53.62	52.01	SiO ₂	54.19	52.37	51.91	53.34	51.73
TiO ₂	0.21	0.88	0.37	0.00	0.52	TiO ₂	0.17	0.28	0.22	0.14	0.38
Al ₂ O ₃	1.51	3.00	1.84	0.65	1.91	Al ₂ O ₃	0.47	1.30	0.91	0.85	0.54
Cr ₂ O ₃	0.06	0.14	0.00	0.00	0.19	Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00
FeO	9.06	10.10	11.10	9.74	9.46	FeO	18.58	20.29	23.66	21.31	25.80
MnO	0.36	0.31	0.42	0.31	0.25	MnO	0.77	0.63	0.59	0.75	0.92
MgO	14.75	14.99	14.19	15.02	13.96	MgO	24.88	22.97	20.46	23.10	19.36
CaO	21.78	19.30	20.00	21.16	21.42	CaO	1.00	1.85	1.62	0.87	1.25
Na ₂ O	0.00	0.60	0.51	0.14	0.27	Na ₂ O	0.00	0.72	0.42	0.00	0.03
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σύνολο	100.39	100.35	100.55	100.67	100.00	Σύνολο	100.06	100.47	99.83	100.36	100.00

ΒΙΟΤΙΤΕΣ						ΑΜΦΙΒΟΛΟΙ					
	Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ		Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ
	MP-12	MP-36	MP-11	MP-62	MP-65		MP-55	MP-36	MP-11	MP-62	MP-65
SiO ₂	39.43	37.17	37.96	37.80	39.38	SiO ₂	52.81	50.04	48.00	48.61	48.71
TiO ₂	4.93	2.87	3.74	5.15	4.67	TiO ₂	0.70	0.51	0.90	0.82	1.08
Al ₂ O ₃	14.09	13.92	13.48	13.56	12.60	Al ₂ O ₃	4.37	5.62	6.21	5.34	5.84
Cr ₂ O ₃	0.00	0.09	0.02	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.02	0.00	0.15
FeO	10.59	15.74	13.34	12.90	12.96	FeO	9.78	12.79	15.38	15.04	14.75
Fe ₂ O ₃	1.97	2.96	4.93	4.85	3.12	MnO	0.47	0.45	0.42	0.43	0.22
MnO	0.00	0.15	0.06	0.17	0.15	MgO	17.15	14.43	13.96	14.13	13.84
MgO	17.59	13.07	13.75	13.57	15.21	CaO	12.10	12.19	11.10	11.30	10.95
CaO	0.00	0.09	0.02	0.09	0.21	Na ₂ O	0.54	0.72	1.68	1.20	1.18
Na ₂ O	0.00	0.46	0.80	0.62	0.38	K ₂ O	0.41	0.57	0.70	0.48	0.67
K ₂ O	9.20	8.94	9.18	8.58	9.16	Σύνολο	98.33	97.37	98.38	97.35	97.40
Σύνολο	97.80	95.37	97.28	97.29	97.84						

ΠΛΑΓΙΟΚΛΑΣΤΑ						Κ-ΑΣΤΡΙΟΙ					
	Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ		Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ
	MP-55	MP-57	MP-14	MP-62	MP-76		MP-55	MP-57	MP-21	MP-62	MP-76
SiO ₂	53.58	53.88	55.10	56.80	47.88	SiO ₂	64.20	65.60	64.91	65.74	65.32
TiO ₂	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	TiO ₂	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	29.12	28.84	28.11	27.34	32.69	Al ₂ O ₃	18.99	18.53	19.00	18.71	18.41
FeO	0.68	0.40	0.01	0.27	0.54	FeO	0.19	0.14	0.11	0.11	0.35
CaO	11.99	11.44	10.40	9.46	16.10	CaO	0.66	0.00	0.50	0.12	0.00
Na ₂ O	4.72	4.89	5.39	6.28	2.22	Na ₂ O	1.61	2.21	2.51	2.36	1.65
K ₂ O	0.09	0.25	0.30	0.00	0.05	K ₂ O	13.88	13.81	12.73	13.50	14.48
BaO	0.00	0.00	0.14	0.00	0.14	BaO	0.36	0.00	0.42	0.15	0.39
Σύνολο	100.18	99.77	99.46	100.16	99.62	Σύνολο	99.90	100.47	100.20	100.68	100.60

ΜΕΣΟΠΕΡΘΙΤΙΚΟΙ Κ-ΑΣΤΡΙΟΙ									
	Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ	
	MP-55	MP-70	MP-70	MP-21	MP-21	MP-62	MP-62	MP-62	
	Kfs μεσοπερ.			Kfs μεσοπερ.			Kfs μεσοπερ.		
SiO ₂	64.37	61.99	63.91	53.32	63.36	67.20	63.50	55.22	
Al ₂ O ₃	19.16	23.11	18.75	29.71	19.68	19.77	19.70	28.62	
FeO	0.11	0.16	0.15	0.18	0.01	0.22	0.13	0.19	
CaO	0.37	3.97	0.16	12.17	0.67	0.44	0.83	10.87	
Na ₂ O	1.86	8.49	1.59	4.51	2.59	10.28	2.79	5.33	
K ₂ O	13.52	0.76	13.86	0.22	11.83	1.56	11.47	0.23	
BaO	1.29	1.66	1.45	0.12	2.10	0.66	1.99	0.01	
Σύνολο	100.67	100.14	99.87	100.22	100.24	100.14	100.41	100.47	

ΜΑΓΝΗΤΙΤΕΣ			ΙΛΜΕΝΙΤΕΣ			
	Γβ	ΜΓ	Μζ	Γβ	ΜΓ	Μζ
	MP-55	MP-26	MP-14	MP-55	MP-26	MP-14
SiO ₂	0.09	0.08	0.18	SiO ₂	0.10	0.31
TiO ₂	0.24	0.77	3.10	TiO ₂	46.91	50.52
Al ₂ O ₃	0.06	0.86	1.09	Al ₂ O ₃	0.00	0.10
Cr ₂ O ₃	0.18	0.16	0.67	Cr ₂ O ₃	0.07	0.00
FeO	88.38	89.21	87.05	FeO	48.35	47.49
MnO	0.14	0.00	0.10	MnO	3.99	1.58
MgO	0.00	0.00	0.07	MgO	0.21	0.19
ZnO	0.00	0.00	0.00	CaO	0.16	0.01
Σύνολο	89.09	91.08	92.26	Σύνολο	99.78	100.19

ΒΑΣΙΚΗ ΟΜΑΔΑ

Γβ: Γάββρος

ΕΝΔΙΑΜΕΣΗ ΟΜΑΔΑ

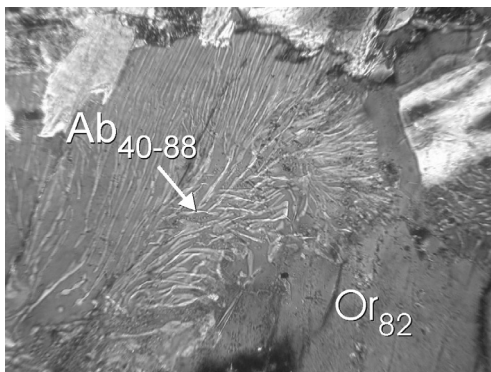
ΜΓ: Μονζογάββρος

Μζ: Μονζονίτης

ΧΜΓ: Χαλαζιακός μονζογάββρος

ΧΜζ: Χαλαζιακός μονζονίτης

Ο καλιούχος άστριος είναι αλλοτριόμορφος και καταλαμβάνει το χώρο μεταξύ των άλλων ορυκτών υποδηλώνοντας έτσι ότι σχηματίστηκε στα τελευταία στάδια της κρυστάλλωσης. Παρατηρήθηκαν δύο είδη καλιούχων αστρίων. Ο πρώτος χωρίς διαμεικτικά φαινόμενα εμφανίζεται σε όλους τους κύριους πετρογραφικούς τύπους. Είναι ορθόκλαστο με σύσταση Or_{65} έως Or_{85} και με BaO σε ποσοστό <1 κ.β.%. Ο δεύτερος εγκλείεται στον προηγούμενο ή αποτελεί το μοναδικό καλιούχο άστρο, κυρίως του μονζογάββρου. Κύριο χαρακτηριστικό του είναι η παρουσία σκληρόμορφων διαμεικτικών σωμάτων με συστάσεις που κυμαίνονται από Ab_{88} έως Ab_{40} και που χαρακτηρίζονται ως μεσοπερθίτες. Ο καλιούχος αυτός άστριος περιγράφεται από τους Fuhman & Lindsley (1988) ως "τριαδικός άστριος" και θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τον αρχικό άστρο του πετρώματος, που έχει υποστεί στη συνέχεια διάμειξη όπως φαίνεται στη φωτογραφία του σχήματος 2. Έχει μέση σύσταση $An_1Ab_{17}Or_{82}$ και περιεκτικότητα σε $BaO >1$ κ.β.%.



Σχήμα 2. Τριαδικός άστριος στον οποίο διακρίνονται τα σκληρόμορφα διαμεικτικά σώματα. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 1,1mm.

4.5 Αδιαφανή ορυκτά

Όλοι οι πετρογραφικοί τύποι περιέχουν κατά βάση μαγνητίτη και σε ορισμένες περιπτώσεις ιλμενίτη. Ο μαγνητίτης εμφανίζεται σε μεμονωμένους κρυστάλλους που εγκλείονται σε πυροξένους και βιοτίτη. Συναντάται επίσης με διαμεικτικά εγκλείσματα ιλμενίτη σε μορφή πλακιδίων. Τέλος, βρίσκεται υπό μορφή συμπλεκτίτη μαζί με ορθοπυρόξενο. Οι μεμονωμένοι κρύσταλλοι του μαγνητίτη έχουν περιεκτικότητα σε TiO_2 έως 5 κ.β.%, Al_2O_3 έως 1 κ.β.%, Cr_2O_3 έως 0,7 κ.β.% και MnO 0,1 κ.β.%. Ο ιλμενίτης εμφανίζεται σε λίγες περιπτώσεις, τόσο ως μεμονωμένος κρύσταλλος όσο και ως πλακίδια στο μαγνητίτη χωρίς να εμφανίζει σημαντικές συστασιακές διαφορές. Η μεγαλύτερη διακύμανση παρατηρείται στο MnO (0,9-4,5 κ.β.%). Περιέχει 3-12 κ.β.% Fe_2O_3 , και 0,07-1,45 κ.β.% MgO .

4.6 Ολιβίνης

Κρύσταλλοι ολιβίνης, συστάσεως $For_{58}Fa_{41}Tr_1$, διαπιστώθηκαν μόνο σε ένα δείγμα. Εμφανίζονται αλλοιωμένοι περιφερειακά και μετατρέπονται σε χλωροφαΐτη.

5 ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ

Με βάση τις ορυκτολογικές παραγενέσεις και την κρυσταλλοχημεία τους έγινε προσπάθεια να υπολογιστούν οι συνθήκες κάτω από τις οποίες κρυσταλλώθηκε ο πλουτωνίτης. Ιδιαίτερα διερευνήθηκε η πίεση, η θερμοκρασία, η μερική πίεση νερού και η μερική πίεση οξυγόνου.

5.1 Πίεση κρυστάλλωσης

Για την εύρεση της πίεσης χρησιμοποιήθηκαν τα γεωβαρόμετρα του κλινοπυροξένου και της κερροσίλβης. Ο Nimis (1999) θεώρησε ότι η πίεση είναι η κύρια φυσική μεταβλητή που ελέγχει τη χημική συμπεριφορά ενός κλινοπυροξένου σε μαγματικό περιβάλλον. Οι μέσες πιέσεις για κάθε πε-

τρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη της Μαρώνιας δίνονται στον πίνακα 2. Η μέση πίεση που βρέθηκε για τη βασική και ενδιάμεση ομάδα είναι 4,5 kbar. Η θερμοκρασία που χρησιμοποιήθηκε για την εύρεση της πίεσης είναι 950°C, η οποία αντιπροσωπεύει τη μέση θερμοκρασία κρυστάλλωσης που βρέθηκε από το γεωθερμόμετρο των δύο πυροξένων που θα συζητηθεί στη συνέχεια. Η περιεκτικότητα της αμφιβόλου σε αργίλιο είναι γραμμική συνάρτηση της πίεσης κρυστάλλωσης ενός πλουτωνικού όγκου. Η ανώτερη πίεση κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη της Μαρώνιας βρέθηκε 3,2 kbar με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992). Γενικά, η πίεση που υπολογίζεται από το γεωβαρόμετρο της κεροσίλβης μπορεί να επηρεάζεται από τις ιοντικές αντικαταστάσεις στο πλέγμα της αμφιβόλου, τη μερική πίεση οξυγόνου, τα πτητικά συστατικά και τη σύσταση του μάγματος. Γι' αυτούς τους λόγους οι τιμές της πίεσης παρουσιάζουν σημαντική διακύμανση και για αρκετά δείγματα είναι αρνητικές (Πιν. 3). Για τον υπολογισμό της πίεσης με το γεωβαρόμετρο του Anderson & Smith (1995) έγινε δεκτή μία μέση θερμοκρασία 950°C, όπως αυτή βρέθηκε από το γεωθερμόμετρο των πυροξένων και μία μέση θερμοκρασία 725°C, όπως αυτή βρέθηκε με το γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιόκλαστου.

5.2 Θερμοκρασία κρυστάλλωσης

Για την εύρεση της θερμοκρασίας κρυστάλλωσης χρησιμοποιήθηκαν τα γεωθερμόμετρα των δύο πυροξένων, της αμφιβόλου-πλαγιόκλαστου και των δύο αστρίων. Το γεωθερμόμετρο ορθοπυροξένου και κλινοπυροξένου έχει εφαρμοστεί σε μεταμορφωμένα πετρώματα υψηλής θερμοκρασίας καθώς και σε πολλά ενδιάμεσα και όξινα πυριγενή πετρώματα. Για την εύρεση της θερμοκρασίας κρυστάλλωσης του μάγματος χρησιμοποιήθηκε το υπολογιστικό πρόγραμμα QUILF (Frost & Lindsley 1992, Lindsley & Frost 1992) για συνυπάρχοντες ορθοπυροξένους και κλινοπυροξένους του πλουτωνίτη της Μαρώνιας. Για την εφαρμογή του θερμοδυναμικού μοντέλου έγιναν οι παραδοχές ότι τα ορυκτά βρισκόταν σε κάποια χρονική στιγμή σε ισορροπία (δεν εμφανίζουν ζώνωση ούτε φαινόμενα εκτόπισης από άλλα ορυκτά), ότι οι συστάσεις τους αντιπροσωπεύουν συνθήκες ισορροπίας, είναι γνωστές με ακρίβεια και προσεγγίζουν το σύστημα FeO-CaO-MgO-SiO₂-TiO₂. Η ανώτερη θερμοκρασία κρυστάλλωσης βρέθηκε στο μονζογάββρο και είναι περίπου 1100°C (±40°C). Η μέση θερμοκρασία κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε από το γεωβαρόμετρο των πυροξένων είναι 950°C (±40°C) και θεωρείται ως η μέση θερμοκρασία κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη της Μαρώνιας (Πιν. 4).

Οι Blundy & Holland (1990) οδηγήθηκαν στον υπολογισμό ενός ημιεμπειρικού γεωθερμομέτρου που βασίζεται στο ποσοστό του τετραεδρικού αργιλίου (Al^{IV}) της αμφιβόλου, που συνυπάρχει με πλαγιόκλαστο σε πετρώματα κορεσμένα σε διοξείδιο του πυριτίου. Το γεωθερμόμετρο αυτό έδωσε μέση θερμοκρασία κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη της Μαρώνιας 725°C (Πιν. 5) αρκετά χαμηλότερη από αυτή που έδωσε το γεωθερμόμετρο των πυροξένων (950°C). Η θερμοκρασία αυτή αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία σχηματισμού των αμφιβόλων και όχι τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης του μάγματος. Άλλωστε, όπως προκύπτει και από τις μικροσκοπικές παρατηρήσεις, οι αμφίβολοι έχουν κρυσταλλωθεί προς το τέλος της διαφοροποίησης του μάγματος μετά την κρυστάλλωση των πυροξένων.

Οι άστριοι είναι κοινό συστατικό πολλών πυριγενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Ο υπολογισμός των ορίων του χάσματος μείξης μεταξύ καλιούχου αστρίου και πλαγιόκλαστου σε σχέση με τη θερμοκρασία και την πίεση μπορεί να δώσει ένα αξιόπιστο θερμόμετρο και βαρόμετρο εφαρμοσμένο σε μεγάλο εύρος πετρωμάτων. Τρία γεωθερμόμετρα αστρίων χρησιμοποιήθηκαν για την εύρεση της θερμοκρασίας κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη της Μαρώνιας, των Fuhman & Lindsley (1988), των Elkins & Grove (1990) και των Kroll et al. (1993). Επειδή τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν τόσο ζωνώδη όσο και μη ζωνώδη δομή, στην εφαρμογή του θερμομέτρου χρησιμοποιήθηκαν τιμές των μη ζωνωδών κρυστάλλων.

Οι υψηλότερες τιμές θερμοκρασιών που βρέθηκαν είναι 1060°C±40°C από τις συστάσεις των διαμεικτικών καλιούχων αστρίων και των μεσοπερθιτών τους. Βρέθηκαν όμως και χαμηλότερες τιμές που κυμαίνονται από 800±60°C έως 900±60°C. Οι θερμοκρασίες αυτές, σε γενικές γραμμές, συμφωνούν με τη μέγιστη και μέση τιμή θερμοκρασιών κρυστάλλωσης που υπολογίστηκαν από το γεωθερμόμετρο των πυροξένων. Τέλος, για κάποια δείγματα βρέθηκαν και πολύ χαμηλότερες τιμές περίπου 650±50°C, που πιθανόν να αντιπροσωπεύουν θερμοκρασίες σχηματισμού των αστρίων σε κάποιο μετέπειτα στάδιο διαφοροποίησης του μάγματος.

Πίνακας 2. Μέσες, ελάχιστες και μέγιστες τιμές πίεσης για κάθε πετρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη της Μαρώ- νειας με βάση το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου.

	Βασική ομάδα		Ενδιάμεση ομάδα			Μέση P (kbar)
	Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ	
P (kbar)	4,8	5,3	5,8	3,3	3,3	4,5
min	4,4	2,9	5,1	2,1	2,0	
max	5,1	10,4	8,2	5,4	5,7	

Πίνακας 3. Μέσες, ελάχιστες και μέγιστες τιμές πίεσης για κάθε πετρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη της Μαρώ- νειας με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου.

	T (°C)	Βασική ομάδα		Ενδιάμεση ομάδα			min	max	Μέση P (kbar)
		Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ			
SCH		0,5	0,5	2,1	0,1	1,8	-2,5	3,2	0,3
A&S	950	-5,5	-5,5	-4,5	-5,7	-4,6	-5,5	-2,6	-3,5
A&S	725	0,1	0,1	1,6	-0,2	1,3	-2,4	1,5	0,3

SCH, Schmidt (1992), A&S, Anderson & Smith (1995)

Πίνακας 4. Μέσες, ελάχιστες και μέγιστες τιμές θερμοκρασίας για κάθε πετρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη της Μαρώ- νειας με βάση το γεωθερμόμετρο των πυροξένων.

	T (°C)	Βασική ομάδα		Ενδιάμεση ομάδα			min	max	Μέση T (°C)
		Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ			
T (°C)		906	1001	922	904	894			950
min		892	871	856	851	754			
max		973	1103	1002	981	907			

Πίνακας 5. Μέσες, ελάχιστες και μέγιστες τιμές θερμοκρασίας για κάθε πετρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη της Μαρώ- νειας με βάση το γεωθερμόμετρο των αμφιβόλων και για πίεση 4,5 kbar.

	T (°C)	Βασική ομάδα		Ενδιάμεση ομάδα			min	max	Μέση T (°C)
		Γβ	ΜΓ	Μζ	ΧΜΓ	ΧΜζ			
T (°C)		705	695	806	699	785			725
min		628	614	754	636	749			
max		773	741	861	763	805			

5.3 Γεωθερμόμετρο και γεωβαρόμετρο οξυγόνου ιλμενίτη-μαγνητίτη

Ένα από τα γνωστότερα γεωθερμόμετρα στην πετρολογία είναι αυτό των οξειδίων Fe-Ti, ιλμενίτη-μαγνητίτη. Το θερμομέτρο αυτό δίνει τιμές της θερμοκρασίας κρυστάλλωσης αλλά και της μερικής πίεσης οξυγόνου (f_{O_2}) του μάγματος. Σε αρκετά δείγματα του πλουτωνίτη της Μαρώ- νειας, ιλμενίτης και μαγνητίτης συνυπάρχουν, είτε ως μεμονωμένοι κρύσταλλοι είτε ο ιλμενίτης βρίσκεται με τη μορφή διαμεικτικής πλακιδίων στο μαγνητίτη. Χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα QUILF των Lindsley & Frost (1992), έγινε προσπάθεια να βρεθούν η θερμοκρασία και η μερική πίεση οξυγόνου για το τελευταίο στάδιο εξισορρόπησης αυτών των φάσεων.

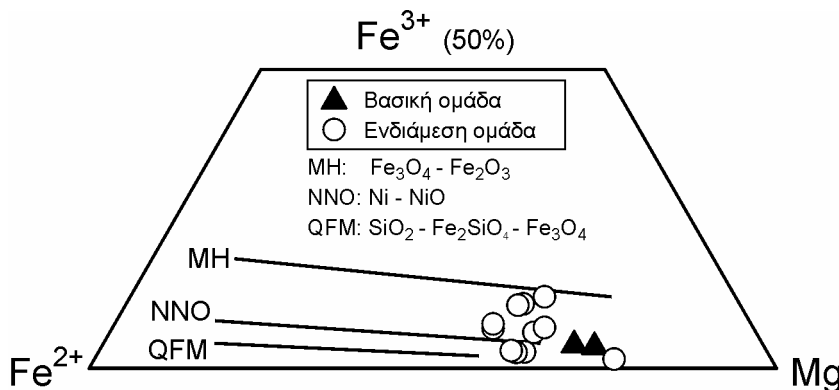
Στη βασική ομάδα πετρωμάτων διαπιστώθηκε η συνύπαρξη του πιο πιθανού χυκού μαγνητίτη, που περιέχει ~15 mol% ουλβοσπινέλλιο, με ιλμενίτη που περιέχει 87,6 mol% ιλμενίτη. Η θερμοκρασία και η μερική πίεση οξυγόνου που παίρνουμε από αυτές τις τιμές είναι 700°C σε 1,79 λογαριθμικές μονάδες πάνω από το ρυθμιστικό σύστημα QFM (χαλαζία-μαγνητίτη-φαυαλίτη). Στην ενδιάμεση ομάδα ο μαγνητίτης περιέχει από 2-9 mol% ουλβοσπινέλλιο και ο ιλμενίτης 88-97 mol% ιλμενίτη. Η θερμοκρασία που βρέθηκε παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις από 415-627°C και η μερική πίεση οξυγόνου από 1,9-2,5 λογαριθμικές μονάδες πάνω από το ρυθμιστικό σύστημα QFM. Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν είναι σαφώς χαμηλότερες από αυτές που υπολογίστηκαν από τα γεωθερμόμετρα των πυροξένων και των αστρίων. Επειδή, όπως αναφέρθηκε, κατά τη διαφοροποίηση του μάγματος, τα οξείδια Fe-Ti εξισορροπούνται αργότερα από τα πυριτικά ορυκτά, οι θερμοκρασίες αυτές δεν αντιπροσωπεύουν τις αρχικές θερμοκρασίες κρυστάλλωσης του μάγματος, αλλά συνθήκες εξισορρόπησης του μαγνητίτη και του ιλμενίτη σε στερεή κατάσταση.

Η αύξηση της μερικής πίεσης οξυγόνου ευνοεί την κρυστάλλωση μαγνητίτη προκαλώντας ταυτόχρονα εμπλουτισμό των σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών σε Mg (Wones & Eugster 1965, Cornejo & Mahood 1997). Άλλωστε σε συνθήκες πάνω από το ρυθμιστικό σύστημα NNO ο Fe^{2+} είναι αυτός που οξειδώνεται ευκολότερα από το Mn^{2+} , με αποτέλεσμα η αφαίρεση του Fe από τον ιλμενίτη να αυξάνει την περιεκτικότητά του σε Mn (Czamanske & Mihalik 1972, Cornejo & Mahood 1997). Αυτές οι παρατηρήσεις διαπιστώνονται και στις χημικές συστάσεις των ορυκτών του πλουτωνίτη της Μαρώνας (Πίν. 1). Τόσο οι πυρόξενοι όσο και ο βιοτίτης είναι πλούσια σε μαγνήσιο ορυκτά, ενώ ο ιλμενίτης έχει MnO έως 5 κ.β.%

Οι συνθήκες κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη, με βάση τα παραπάνω αποτελέσματα, θεωρούνται γενικά οξειδωτικές, με τιμές κοντά και πάνω από το ρυθμιστικό σύστημα νικελίου-οξειδίου του νικελίου (NNO).

5.4 Γεωβαρόμετρο οξυγόνου βιοτίτη

Σύμφωνα με τους Wones & Eugster (1965) προκύπτει ότι η κρυστάλλωση του βιοτίτη μπορεί να οδηγήσει σε εμπλουτισμό του μάγματος σε σίδηρο ή σε μαγνήσιο ανάλογα με τη μερική πίεση οξυγόνου κατά τη διάρκεια της ψύξης. Όπως φαίνεται στο σχήμα 3, οι τιμές των βιοτιτών του πλουτωνίτη της Μαρώνας προβάλλονται πάνω από τη γραμμή QFM (ρυθμιστικό σύστημα χαλαζία-φαιαλίτη-μαγνητίτη) και οι περισσότερες πάνω από τη γραμμή NNO (ρυθμιστικό σύστημα νικελίου-οξειδίου νικελίου). Τα αποτελέσματα, επομένως, τόσο από τα οξειδία Fe-Ti όσο και από τους βιοτίτες οδηγούν στο ίδιο συμπέρασμα σχετικά με τη μερική πίεση οξυγόνου κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσης του μάγματος.



Σχήμα 3. Προβολή των βιοτιτών του πλουτωνίτη της Μαρώνας στο τριγωνικό διάγραμμα Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg (Wones & Eugster 1965).

5.5 Γεωβαρομετρία νερού

Μία άλλη θερμοδυναμική παράμετρος που παίζει σημαντικό ρόλο στην ιστορία κρυστάλλωσης ενός πλουτωνικού όγκου είναι η μερική πίεση νερού (f_{H_2O}). Χρησιμοποιώντας το γεωβαρόμετρο βιοτίτη-πιτανομαγνητίτη-σανιδίνου (Wones & Eugster 1965) βρέθηκαν τιμές μερικής πίεσης νερού με μεγάλες διακυμάνσεις, από 0,01-2,8 kbar. Αυτές οι διακυμάνσεις των τιμών της μερικής πίεσης νερού είναι πιθανόν να οφείλονται στο γεγονός ότι τα ορυκτά βιοτίτης, καλιούχος άστριος και μαγνητίτης δεν βρισκόταν πάντα σε συνθήκες ισορροπίας, αλλά οι συστάσεις τους σταθεροποιήθηκαν σε διαφορετικά στάδια κρυστάλλωσης του μάγματος.

Από τις μικροσκοπικές παρατηρήσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων του πλουτωνίτη της Μαρώνας προκύπτει ότι ο βιοτίτης έχει κρυσταλλωθεί πριν από την κερυστίλβη, η οποία σε αρκετές περιπτώσεις απουσιάζει από την παραγένεση του πετρώματος. Με βάση πειραματικά δεδομένα σε πιέσεις 2 kbar, σε θερμοκρασίες 550-1.200 °C και μερική πίεση οξυγόνου μεταξύ των ρυθμιστικών συστημάτων NNO και MH (Naney 1983), εκτιμάται ότι για τον πλουτωνίτη της Μαρώνας η περιεκτικότητα του μάγματος σε νερό θα πρέπει να ήταν χαμηλή, κάτω από 4 κ.β.%. Η κρυστάλλωση της κερυστίλβης στη συνέχεια, με παράλληλη μείωση της σταθερότητας του ορθοπυρόξενου, αποδίδει-

ται στην παρουσία μιας ένυδρης ρευστής φάσης σε κάποιο μετέπειτα στάδιο κρυστάλλωσης του μάγματος. Η αύξηση της περιεκτικότητας σε νερό, πάνω από 4 κ.β.%, μπορεί να οφείλεται είτε στη διαδικασία διαφοροποίησης του μάγματος - η κρυστάλλωση άνυδρων ορυκτών έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της περιεκτικότητας του νερού στο υπολειμματικό τήγμα - είτε στην αφομοίωση ένυδρων φάσεων γειτονικών πετρωμάτων.

6 ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η εύρεση των συνθηκών κρυστάλλωσης ενός πλουτωνικού όγκου μπορεί να δώσει στοιχεία που αφορούν την προέλευσή του. Η σχέση των πετρωμάτων στο ύπαιθρο σε συνδυασμό με τα γεωχημικά και τα ισοτοπικά χαρακτηριστικά τους, δηλώνουν ότι η διαδικασία εξέλιξης του πλουτωνίτη Μαρώνας δεν μπορεί να είναι μία απλή διαδικασία κλασματικής κρυστάλλωσης. Όπως αποδεικνύεται από τα γεωχημικά δεδομένα, η διαδικασία εξέλιξης μεταξύ των μελών της ενδιάμεσης ομάδας μπορεί να περιγραφεί με μία διαδικασία αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης (AFC), ενώ η βασική ομάδα πιθανόν ν' αντιπροσωπεύει ένα ξεχωριστό μάγμα το οποίο εξισορρόπησε ισοτοπικά με τα αντίστοιχα μέλη της ενδιάμεσης ομάδας (Παπαδοπούλου 2003).

Η διαφορετική εξέλιξη των δύο αυτών ομάδων φαίνεται και από τα αποτελέσματα της γεωθερμοβαρομετρίας. Οι ψηλότερες τιμές πίεσης και θερμοκρασίας βρέθηκαν στα δείγματα του μονζογάββρου και του μονζονίτη που ανήκουν στην ενδιάμεση ομάδα, ενώ οι αντίστοιχες τιμές στα δείγματα του γάββρου (βασική ομάδα) είναι χαμηλότερες υποδηλώνοντας τη διαφορετική προέλευση και εξέλιξή του.

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνας κρυσταλλώθηκε αρχικά σε πιέσεις 4,5 kbar και σε θερμοκρασίες 1100°C, σε σχετικά άνυδρες συνθήκες (περιεκτικότητα του τήγματος σε νερό <4 κ.β.%) και μερική πίεση οξυγόνου κοντά στο ρυθμιστικό διάλυμα NNO. Στη θερμοκρασία αυτή κρυσταλλώνεται και ο αρχικός "τριαδικός" άστριος. Κατά τη διάρκεια της ψύξης του μάγματος έχουμε αύξηση της μερικής πίεσης νερού που πιθανόν να συνδέεται με την αφομοίωση περιβαλλόντων πετρωμάτων. Η αύξηση της περιεκτικότητας σε νερό (>4 κ.β.%) οδηγεί στην κρυστάλλωση της κεροσίλβης, στη μείωση της σταθερότητας του ορθοπυροξένου και στην αντίδραση του αρχικού μεσοπεριθητικού αστρίου με τη ρευστή φάση με αποτέλεσμα το σχηματισμό δύο νέων, ξεχωριστών αστρίων, ενός καλιούχου πλούσιου σε μόριο ορθοκλάστου και ενός πλαγιοκλάστου.

Παράλληλα εμφανίζεται αύξηση της μερικής πίεσης οξυγόνου προς το ρυθμιστικό διάλυμα MH γεγονός που αντικατοπτρίζεται στην περιεκτικότητα του βιοτίτη σε Fe³⁺ και στις συστάσεις των οξειδίων Fe-Ti.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Δορυφόρου Κ. 1990. Ο πλουτωνίτης της Μαρώνας και η μεταμορφική του επίδραση στα περιβάλλοντα πετρώματα της Φυλλιακής σειράς. Διδακτορική διατριβή. Εθνικό Μετσόβειο Πολυτεχνείο, 167σ.
- Παπαδοπούλου Α. 2003. Ισορροπία ορυκτών φάσεων, συνθήκες κρυστάλλωσης και εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνας, Θράκη. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 342σ.
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Amer. Mineral.*, 80, 549-559.
- Blundy J.D. & Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- Cornejo P.C. & Mahood G.A. 1997. Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127, 159-175.
- Czamanske G.K. & Mihalik P. 1972. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka, Oslo Area, Norway: Part I. The opaque oxides. *J. Petrol.*, 13, 493-509.
- Del Moro A., Innocenti F., Kyriakopoulos C., Manetti P. & Papadopoulos P. 1988. Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. *N. Jb. Miner. Abh.*, 159, 2, 113-135.
- Elkins L.T. & Grove T.L. 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Amer. Mineral.*, 75, 544-559.
- Frost, B.R. & Lindsley, D.H. (1992). Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz: part II. Application. *Amer. Mineral.*, 77, 1004-1020.
- Fuhrman M.L. & Lindsley D.H. 1988. Ternary feldspar modeling and thermometry. *Amer. Mineral.*, 73, 201-215.

- Kroll H., Evangelakakis C. & Voll G. 1993. Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 510-518.
- Leake B. E., Wooley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresh W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C., N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canad. Mineral.*, 35, 219-246.
- Lindsley D.H. & Frost B.R. 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz: part I. Theory. *Amer. Mineral.*, 77, 987-1003.
- Melfos V., Vavelidis M., Christofides G. & Seidel E. 2002. Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit, Thrace, Greece. *Mineral. Dep.*, 37, 648-668.
- Morimoto N. 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Canad. Mineral.*, 27, 143-156.
- Naney M.T. 1983. Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. Jour. Sci.*, 283, 993-1033.
- Nimis P. 1999. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 62-74.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310.
- Wones D.R. & Eugster H.P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *Amer. Mineral.*, 50, 1228-1272.

ABSTRACT

CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF THE MARONIA PLUTON, THRACE

Papadopoulou L., Christofides G., Soldatos T., Koroneos A., and Eleftheriadis G.
Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24, Thessaloniki, Greece, lambrini@geo.auth.gr, christof@geo.auth.gr, soldatos@geo.auth.gr, koroneos@geo.auth.gr, gelefthe@geo.auth.gr

The Maronia pluton consists of three rock groups: basic, intermediate and acid. Mineral compositions and paragenesis suggest that the former two could be part of a single differentiation process and therefore have formed under similar crystallization conditions. The crystallization pressure of the pluton has been estimated at 3.2-4.5 kbar as indicated from the compositions of clinopyroxenes and amphiboles. Magmatic temperatures of approximately 1100°C have been estimated from the compositions of pyroxenes and ternary feldspars. Amphibole-plagioclase and magnetite-ilmenite geothermometers yield temperatures of 725°C and 700°C, respectively. This result possibly indicates that these minerals continued to equilibrate at lower temperatures or under subsolidus conditions, as could be the case for Fe-Ti oxides. At a later stage of magma cooling water fugacity was increased (water content >4 wt%) with concurrent increase of oxygen fugacity towards the MH buffer.