

Επιστημονική Επετηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Κ. Σολδάτου	Ειδικός τόμος 101	55-61	Θεσσαλονίκη 2012
--	----------------------	-------	---------------------

ΜΕΛΕΤΗ ΡΕΥΣΤΩΝ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΩΝ ΣΤΟΥΣ ΠΗΓΜΑΤΙΤΕΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ, ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ, Β. ΕΛΛΑΔΑ

Μέλφος Β., Σταματιάδης Α., Πιπερά Κ., και Χριστοφίδης Γ.

Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 546 24 Θεσσαλονίκη, melfosv@geo.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία μελετούνται τα ρευστά εγκλείσματα στο χαλαζία των πηγματιτικών φλεβών του πλουτωνίτη της Σιθωνίας. Όλα τα εγκλείσματα είναι δευτερογενή και περιέχουν μία υγρή υδάτινη φάση (L) και μία αέρια φυσαλίδα (V) που καταλαμβάνει όγκο 10-20%. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης κυμαίνονται από 206° έως 375°C, με ένα μέγιστο στους 290°C. Το NaCl είναι το κύριο συστατικό των διαλυμάτων και οι αλατότητες είναι πολύ χαμηλές (0,3 έως 3,1% κβ ισοδ. NaCl) κάτι που δείχνει την παρουσία μεταωρικών υδάτων. Με βάση ορυκτολογικά, πετρογραφικά, γεωχημικά και ισοτοπικά κριτήρια σε συνδυασμό με τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων, διαπιστώθηκε η παρουσία ενός θερμικού γεγονότος πριν από 38-28 Ma, που επηρέασε τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας, μαζί και τους πηγματίτες. Είναι πιθανό το θερμικό γεγονός να έφθασε σε θερμοκρασία τους 300±50° C, με τη συμμετοχή ρευστών χαμηλής αλατότητας, πιθανώς μεταωρικής προέλευσης, σε πιέσεις που φθάνουν έως 0,9 kbar.

ABSTRACT

FLUID INCLUSION STUDY IN THE PEGMATITES OF THE SITHONIA PLUTONIC COMPLEX, CHALKIDIKI, N. GREECE

Melfos V., Stamatidis A., Pipera K., and Christofides G.

Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 24, Thessaloniki, melfosv@geo.auth.gr

The Sithonia plutonic complex intrudes into the rocks of the Serbomacedonian Massif and the Circum Rhodope Belt. The orientation of the complex is NW-SE, which is parallel to the geotectonical zones on both sides. The complex was formed in a tectonic regime of pre-collision continental plates and is related with a subducted ocean plate. The age of the pluton has been estimated in Eocene, about 50 Ma, while a thermal event of 300±50°C, has followed its crystallization, approximately at 38-28 Ma. Petrographically the complex consists of five main types: two-mica granites, leucogranites, sometimes porphyritic, biotite granodiorites, hornblende-biotite granodiorites, and also some parts with composition of hornblende-biotite granodioritic tonalites. Also, there are small-scale magmatic bodies, such as aplites, pegmatites, granodiorite porphyries and quartz-dioritic enclaves. The pegmatites of Sithonia intrude all the petrographic types of the pluton and the surrounding metamorphic rocks. Their formation is due to a residual magma that crystallized during the late stages of fractional crystallization of the plutonic body, while part of them was formed from the recrystallization of the aplites. They mainly consist of quartz, microcline, plagioclase, muscovite, while biotite and garnet are found in smaller quantities. The minerals are clearly influenced by the subsequent circulation of the solutions, due to the thermal event reported. The study of the fluid inclusions found in quartz of the pegmatites revealed that they are secondary, while primary inclusions are lacking, probably due to subsequent thermal activity. All the studied fluid inclusions are hosted in quartz, while their distribution varies among the samples. The microthermometric analyses showed that the homogenization temperatures range between 206° and 375°C, with a maximum at 290°C. The salinities of the fluid inclusions are low (0.5 to 3.1% wt NaCl), suggesting a possible meteoric water origin. Based on the temperatures (300±50°C) calculated from previous isotopic investigations, we calculated the pressures which rise up to 0.9 Kbar.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας αποτελεί ένα αντιπροσωπευτικό δείγμα του μαγματισμού κατά το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο στο χώρο του Βορείου Αιγαίου (Christofides et al. 1990). Ένα από τα χαρακτηριστικά του γνωρίσματα είναι το σχετικά πυκνό δίκτυο πηγματιτικών φλεβών, κυρίως στα περιθώριά του.

Οι συνθήκες σχηματισμού των πηγματιτών σε παγκόσμια κλίμακα υπήρξε αντικείμενο μελέτης από

πολλούς συγγραφείς. Σύμφωνα με τον London (2005) οι πηγματίτες σχηματίζονται όταν σε ένα πυριτικό ήγμα επέρχεται κορεσμός σε πηγματικά συστατικά και συγκεκριμένα όταν αυτά βρίσκονται σε αέρια φάση. Στην περίπτωση αυτή το K καθώς και άλλα πηγματικά στοιχεία, όπως B, Be και Li, αποβάλλονται από το διάλυμα μέσω της αέριας φάσης και σχηματίζουν αντίστοιχης σύστασης ορυκτές φάσεις. Η μελέτη ρευστών εγκλει-

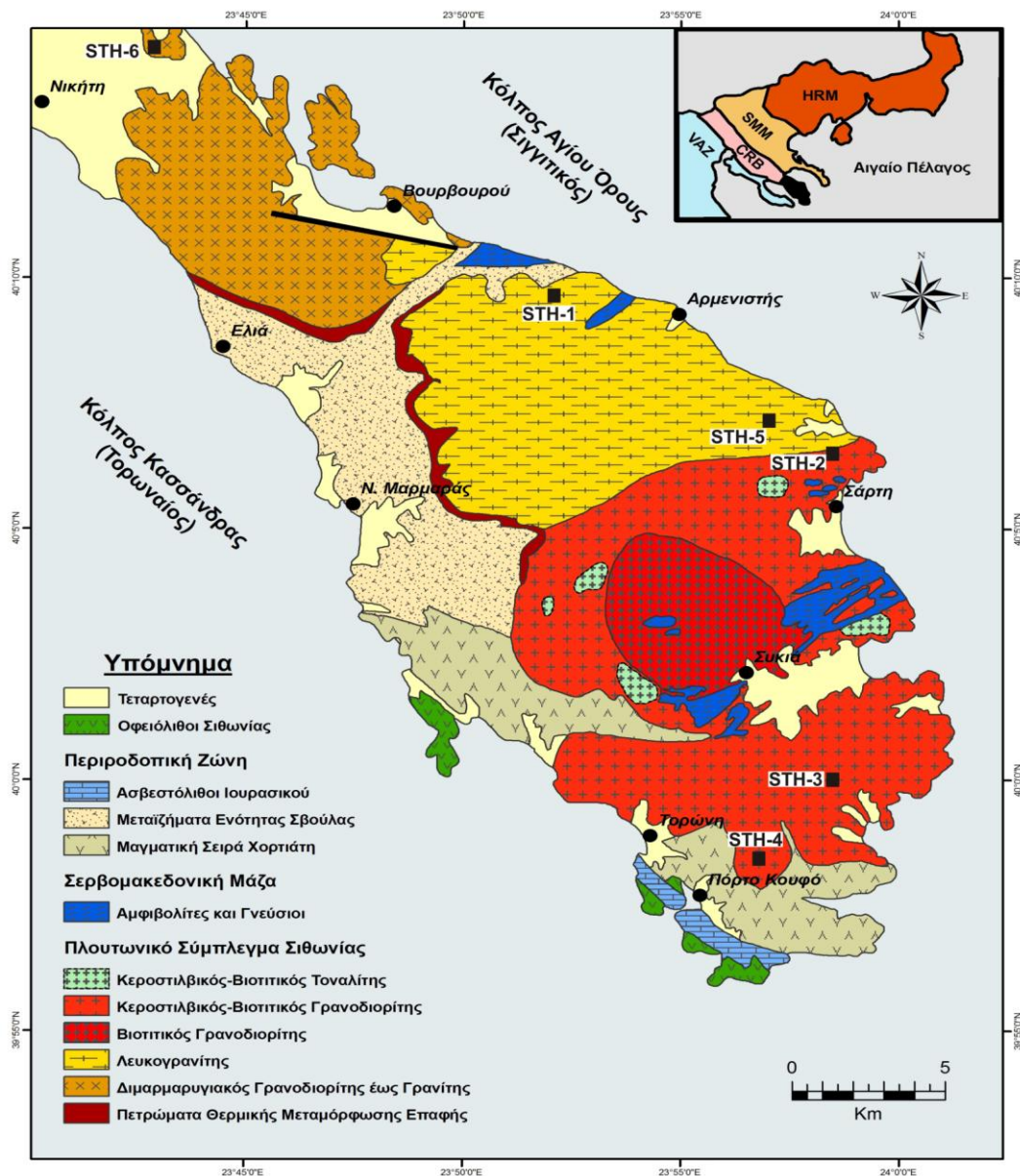
σμάτων σε πηγματίτες έχει δείξει σχετικά υψηλές θερμοκρασίες και πιέσεις σχηματισμού. Οι πηγματίτες του Kulam και του San Diego στην Καλιφόρνια των ΗΠΑ, σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες 425°-475° C και πιέσεις 2,4-2,8 Kbars (London 1986). Οι πηγματίτες στο Strzelin Massif της Πολωνίας σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες έως 500° C και πιέσεις 0,8-1,4 kbar (Kozłowski & Metz 2003). Αντίστοιχα οι υψηλότερες θερμοκρασίες σχηματισμού των πηγματιτών του Olary Block της Νότιας Αυστραλίας, υπολογίστηκαν σε >650° C και οι πιέσεις έως 5 kbar. Τα διαλύματα των εγκλεισμάτων αυτών είχαν αλατότητες έως 23,4 wt% NaCl, ενώ το CO₂ συμμετείχε σε μεγάλο ποσοστό (Lu & Lottermoser 1997). Διαλύματα πλούσια σε CO₂ ανιχνεύθηκαν επίσης στους πηγματίτες στο Black Hills (South Dakota, USA) οι οποίοι σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες 340° C και πιέσεις 2.7 kbar (Sirbescu & Nabelek 2003).

Στην παρούσα εργασία, που αποτελεί τμήμα της πτυχιακής εργασίας του Σ.Α. (Σταματιάδης 2010), πα-

ρουσιάζονται τα αποτελέσματα της μελέτης των ρευστών εγκλεισμάτων που πραγματοποιήθηκε σε χαλαζία από επιλεγμένα δείγματα πηγματιτικών φλεβών στον πλουτωνίτη της Σιθωνίας. Σκοπός της εργασίας είναι η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τις συνθήκες σχηματισμού και την εξέλιξη των πηγματιτικών αυτών φλεβών.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας καταλαμβάνει ένα μεγάλο τμήμα της ομώνυμης χερσονήσου στη Χαλκιδική και διεισδύει στα πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης και τοπικά της Σερβομακεδονικής Μάζας (Σχ. 1). Αποτελείται από διμαρμαρυγικό γρανίτη, λευκογρανίτη, βιοτιπικό γρανοδιορίτη, κερροσιλιβικό-βιοτιπικό γρανοδιορίτη και ορισμένα τμήματα με σύσταση κερροσιλιβικού-βιοτιπικού γρανοδιοριτικού τοναλίτη (Σαπουντζής κ.ά. 1976, 1979, Soldatos & Sapountzis 1975, Soldatos et al. 1976, De Wet 1989, Christofides et al.



Σχήμα 1. Τροποποιημένος γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007) με τα σημεία δειγματοληψίας.

1990, D' Amico et al. 1990 και Christofides et al. 2007). Οι γρανοδιοριτές και οι τοναλίτες εγκλείουν μικροκοκκώδη εγκλείσματα χαλαζιο-διοριτικής σύστασης. Επίσης, εντοπίζονται μικρότερης έκτασης σώματα, όπως γρανοδιοριτικοί πορφύρες. Ο πλουτωνίτης, ιδιαίτερα στα περιθώρια του, αλλά και τα περιβάλλοντα πετρώματα διασχίζονται από πυκνό δίκτυο απλιτικών και πηγματιτικών φλεβών (Τσιλιμπάρη 1988).

Η μαγματική διείσδυση προκάλεσε σε ορισμένες περιπτώσεις θερμο-μεταμορφικά φαινόμενα στα περιβάλλοντα πετρώματα, δημιουργώντας μεταμορφική άλω επαφής, κυρίως με τα πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης, πάχους έως 100 m (Kockel et al. 1977, Christofides et al. 1990, D' Amico et al. 1990).

Η ηλικία σχηματισμού του πλουτωνίτη της Σιθωνίας υπολογίζεται, με βάση τις ραδιοχρονολογήσεις, στο Ηώκαινο. Οι Christofides et al. (1990) υπολόγισαν, με τη μέθοδο Rb/Sr ολικού πετρώματος (ισόχρονη), ηλικία 50.4 ± 0.7 Ma ενώ για δείγματα μοσχοβίτη 54.6 ± 1.8 έως 49.7 ± 1.5 Ma στο διμαρμαρυγιακό γρανίτη και 48.9 ± 1.6 έως 44.6 ± 1.4 Ma στο λευκογρανίτη, και για δείγματα βιοτίτη 47.7 ± 1.4 έως 43.6 ± 1.4 Ma στο διμαρμαρυγιακό γρανίτη και 37.5 ± 1.1 έως 28.8 ± 0.9 Ma στο λευκογρανίτη. Έτσι, οι παραπάνω συγγραφείς τοποθετούν τη διείσδυση του πλουτωνίτη στο Ηώκαινο (~50 Ma) κάτι που συμφωνεί και με τους Alagna et al. (2008) οι οποίοι χρησιμοποιώντας τη μέθοδο U/Pb σε ζirkόνιο (LA-ICP-MS), προσδιόρισαν ηλικίες σχηματισμού 51.32 ± 0.89 Ma.

Οι Christofides et al. (1990) διαπίστωσαν ότι οι νεώτερες ηλικίες παρατηρούνται στους βιοτίτες του λευκογρανίτη και υπέθεσαν ότι ένα νεότερο παραμορφωτικό γεγονός επηρέασε τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας, ιδιαίτερα το ανατολικό τμήμα του, πριν από 28-30 Ma, δημιουργώντας έντονες κατακλαστικές δομές, το οποίο επανισορρόπησε μερικώς το σύστημα Rb/Sr στο βιοτίτη όχι όμως και στο μοσχοβίτη. Νεότερες έρευνες (γεωχρονολογήσεις K/Ar σε ορυκτά) από τους Πιπερά (2008) και Ρωμανίδη (2009) επιβεβαίωσαν την ύπαρξη ενός θερμικού γεγονότος που επηρέασε τον πλουτωνίτη στο όριο του Ηώκαινου και Ολιγοκαινού (~38-36 Ma) ή και πιο πρόσφατα.

3 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η μελέτη των συλλεχθέντων δειγμάτων περιελάμβανε οπτική και μικροθερμομετρική εξέταση. Για την οπτική εξέταση κατασκευάστηκαν 6 λεπτές τομές στον τομέα Ορυκτολογίας–Πετρολογίας–Κοιτασματολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, όπου έγινε και η μελέτη σε πολωτικό μικροσκόπιο τύπου Leitz.

Η μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων έγινε στον Τομέα Ορυκτολογίας–Πετρολογίας–Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ., σε θερμαινόμενη τράπεζα Linkam THM 600 προσαρμοσμένη σε μικροσκόπιο Leitz SM-LUX-POL και σύστημα ελέγχου θερμοκρασίας TMS 90. Στο μικροσκόπιο προσαρμόσθηκε φακός μακρινής απόστασης (long distance lense) Leitz L50. Το σύστημα Linkam THM 600 έχει δυνατότητα ψύξης και θέρμανσης του δείγματος σε θερμοκρασίες που κυμαίνονται από -180° έως $+600^\circ\text{C}$ (Shepherd 1981). Σύμφωνα με τους κατασκευαστές, για θερμοκρασίες από -180° έως $+200^\circ\text{C}$ η μέγιστη απόκλιση είναι $0,1^\circ\text{C}$, ενώ για θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 200°C η απόκλιση είναι

1°C . Εντούτοις, για ασφάλεια στις θερμοκρασίες που μετρήθηκαν, αλλά και για την παροχή της μέγιστης δυνατής ακρίβειας, γίνεται στάθμιση της θερμαινόμενης τράπεζας κατά τακτά χρονικά διαστήματα. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται χημικές ενώσεις, οργανικές και ανόργανες, που έχουν γνωστή θερμοκρασία τήξης. Οι ενώσεις αυτές καθώς και η αντίστοιχη θερμοκρασία τήξης, είναι οι παρακάτω: Τολουόλη (Toluene) -95°C , Απιονισμένο Νερό $0,0^\circ\text{C}$, Ναφθαλίνη (Naphthalin) $+80,25^\circ\text{C}$, MERCK 135 $+135^\circ\text{C}$, Ζαχαρίνη (Sacharin) $+228^\circ\text{C}$, MERCK 247 $+247^\circ\text{C}$ και Διχρωμικό Κάλιο (Potassium Dichromate) $+398^\circ\text{C}$.

Για τη μικροθερμομετρική μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων στο χαλαζία από τις πηγματιτικές φλέβες του γρανίτη της Σιθωνίας, κατασκευάστηκαν συνολικά 6 διπλά στιλβωμένες τομές, πάχους 200 έως 500 μm , στο Πανεπιστήμιο του Αμβούργου. Τα δείγματα προέρχονται από τους πηγματίτες που διεισδύουν στο λευκογρανίτη (2 δείγματα: STH-1 και STH-5), στο βιοτιτικό γρανοδιοριτή (1 δείγμα: STH-2), στον κροσσιλικό-βιοτιτικό γρανοδιοριτή (2 δείγματα: STH-3 και STH-4), καθώς και στο διμαρμαρυγιακό γρανίτη (1 δείγμα: STH-6). Τα παραπάνω δείγματα επιλέχθηκαν με τέτοιο τρόπο, ώστε να αντιπροσωπεύουν τους πηγματίτες από όλους τους κύριους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη της Σιθωνίας (Σχ. 1), για να διαπιστωθεί αν υπάρχουν μεταβολές στην κατάσταση των διαλυμάτων κατά τη στιγμή της παγίδευσης των ρευστών.

4 ΠΗΓΜΑΤΙΤΕΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

Οι πηγματιτικές φλέβες του πλουτωνίτη της Σιθωνίας χαρακτηρίζονται ως «απλές», δηλαδή αποτελούνται κυρίως από χαλαζία, καλιούχο άστριο (μικροκλινή), πλαγιόκλαστο και μοσχοβίτη, ενώ σε μικρότερες ποσότητες εντοπίζονται βιοτίτης και γρανάτης. Βάσει της ορυκτολογικής τους σύστασης διακρίνονται σε μοσχοβιτικούς πηγματίτες, βιοτιτικούς πηγματίτες, γρανατούχους-μοσχοβιτικούς πηγματίτες και γρανατούχους-βιοτιτικούς-μοσχοβιτικούς πηγματίτες (Τσιλιμπάρη 1988, Σταματιάδης 2010). Συχνή είναι η παρουσία γραφικών συμφύσεων μεταξύ χαλαζία και μικροκλινή, και μυρμηκικών συμφύσεων, δηλαδή σκυλοκόμορφου χαλαζία μέσα σε πλαγιόκλαστο στην επαφή του με μικροκλινή. Εντοπίζονται επίσης περθίτες, δηλαδή σύμφυση καλιούχου και νατριούχου φάσης σε κρυστάλλους αστρίων, με την αναλογία της καλιούχου φάσης να υπερτερεί.

Σε αρκετές περιπτώσεις οι πηγματίτες παρουσιάζουν μία χαρακτηριστική ζώνωση με το λεπτόκοκκο (απλιτικό) υλικό να εμφανίζεται στον πυρήνα των φλεβών και το πιο αδρόκοκκο (πηγματιτικό) να εντοπίζεται στα εξωτερικά τμήματά τους. Η συγκεκριμένη δομή οφείλεται σε ανακρυστάλλωση και αντικατάσταση σε συνθήκες ανοιχτού συστήματος και με την κυκλοφορία μεταγενέστερων διαλυμάτων πλουσίων σε κάλιο (San Miguel 1969). Άλλα χαρακτηριστικά, όπως η κάλυψη των διάκενων από χαλαζία, πλαγιόκλαστο ή μικροκλινή μεταξύ μεγακρυστάλλων μικροκλινή και πλαγιόκλαστου, η παρουσία τεμνόμενων ταινιών μακροπερθιτών ή μακροπερθιτών που διατρέχουν διαφορετι-

κούς κρυστάλλους αστρίων, και η παρουσία χαλαζία με οδοντωτά όρια, συνηγορούν στη δράση ενός γεγονότος ανακρυστάλλωσης των πηγματίτων (Τσιλιμπάρη 1988, Σταματιάδης 2010).

Με βάση τα γεωχημικά χαρακτηριστικά, η Τσιλιμπάρη (1988) κατέληξε στο συμπέρασμα πως οι πηγματίτες της περιοχής αποτελούν προϊόντα των τελευταίων σταδίων διαφοροποίησης του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

5 ΜΕΛΕΤΗ ΡΕΥΣΤΩΝ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΩΝ

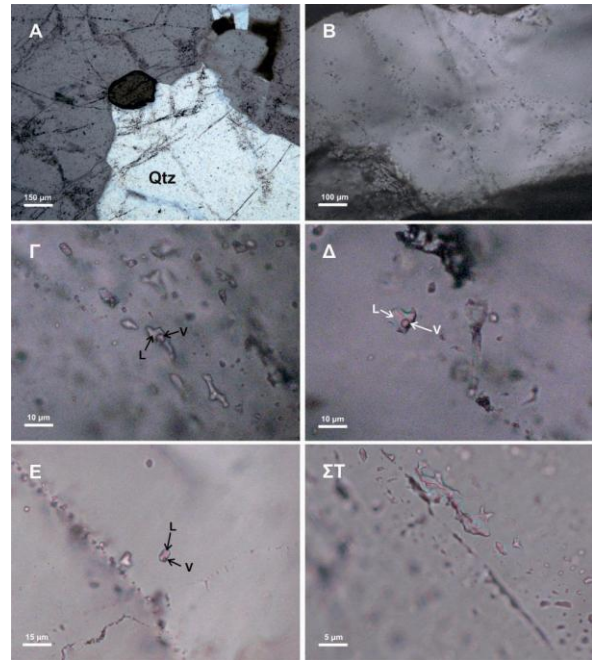
Ο χαλαζίας μέσα στον οποίο εντοπίστηκαν τα ρευστά εγκλείσματα έχει χρώμα τεφρό, είναι ημιδιαφανής και δεν παρουσιάζει σημαντικές διαφορές στους διάφορους πηγματίτες. Αν και μακροσκοπικά φαίνεται απαραμόρφωτος, παρουσιάζει σημαντικά στοιχεία ανακρυστάλλωσης από τη μετατροπή του αρχικού απλιτικού υλικού σε πηγματικό (Τσιλιμπάρη 1988, Τσιλιμπάρη & Ελευθεριάδης 1989, Σταματιάδης 2010).

Πρωτογενή ρευστά εγκλείσματα με βάση τα κριτήρια που προσδιορίζονται από τους Roedder (1984) και Bodnar (2003), δεν βρέθηκαν. Όλα τα ρευστά εγκλείσματα στους πηγματίτες είναι δευτερογενή, αφού συνήθως βρίσκονται κατά μήκος επουλωμένων διακλάσεων (healed cracks), είτε εντός ενός κόκκου χαλαζία είτε δύο ή περισσότερων συνεχόμενων κόκκων (Σχ. 2Α, Β).

Τα ρευστά εγκλείσματα έχουν σχετικά μικρό μέγεθος που φθάνει συνήθως έως 18 μm , και σπανιότερα έως 39 μm . Έχουν ακανόνιστη μορφή (Σχ. 2Γ, Δ) και σπανίως παρατηρούνται εγκλείσματα ωοειδή, ελλειψοειδή (Σχ. 2Ε) ή με μορφή αρνητικού κρυστάλλου. Επίσης παρατηρήθηκαν εγκλείσματα με φαινόμενα αποχωρισμού (necking down) ή διαφυγής (leaking) (Σχ. 2ΣΤ). Τα φαινόμενα αυτά οφείλονται στην τεκτονική παραμόρφωση που έχουν υποστεί οι πηγματίτες της Σιθωνίας μετά την κρυστάλλωσή τους. Ιδιαίτερη προσοχή δόθηκε ώστε να αποφευχθούν οι μετρήσεις στα εγκλείσματα αυτά, αφού τα αποτελέσματα δεν ανταποκρίνονται στις συνθήκες των ρευστών κατά την παγίδευσή τους στο χαλαζία.

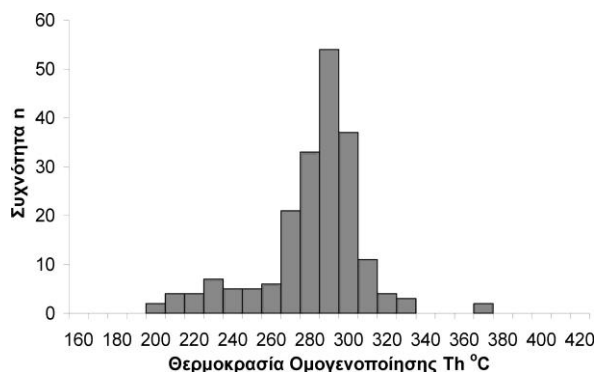
Συνολικά, μελετήθηκαν 198 ρευστά εγκλείσματα τα οποία πληρούν τις προϋποθέσεις που παραθέτει ο Roedder (1984) για μικροθερμομετρική ανάλυση. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι η κατανομή και η πυκνότητα των εγκλεισμάτων στα 6 παρασκευάσματα είναι ανομοιομορφή. Συγκεκριμένα, τα παρασκευάσματα STH-3 και STH-5 περιέχουν αρκετά ρευστά εγκλείσματα, σε αντίθεση με τα παρασκευάσματα STH-1, STH-2 και STH-6 στα οποία τα εγκλείσματα είναι λίγα, ενώ δεν εντοπίστηκαν καθόλου εγκλείσματα στο παρασκεύασμα STH-4.

Με βάση τις φάσεις που παρατηρούνται στα ρευστά εγκλείσματα σε θερμοκρασία δωματίου και τη συμπεριφορά τους κατά τη διάρκεια της θέρμανσης και της ψύξης, διακρίνουμε έναν τύπο ρευστών εγκλεισμάτων, που περιέχει μία υγρή υδάτινη φάση (L) και μία αέρια φυσαλίδα (V) που καταλαμβάνει όγκο 10-20% του εγκλεισματος (Σχ. 2Γ-Ε). Τα συνολικά αποτελέσματα της μικροθερμομετρικής μελέτης της παρούσας έρευνας παρατίθενται στον πίνακα 1 και στο ιστόγραμμα του σχήματος 3.



Σχήμα 2. Φωτογραφίες (πολωτικό μικροσκόπιο) ρευστών εγκλεισμάτων σε χαλαζία από τους πηγματίτες στον πλουτωνίτη της Σιθωνίας. Α. Διασταυρούμενες «ιχνογραμμές» με δευτερογενή ρευστά εγκλείσματα κατά μήκος επουλωμένων διακλάσεων σε χαλαζία (Qtz), δείγμα STH-1. Β. Δευτερογενή ρευστά εγκλείσματα κατά μήκος επουλωμένων διακλάσεων, δείγμα STH-5. Γ. Δευτερογενή ρευστά εγκλείσματα με ακανόνιστη μορφή κατά μήκος επουλωμένης διάκλασης, δείγμα STH-1. Δ. Ρευστό εγκλείσμα με ανώμαλο σχήμα, δείγμα STH-3. Ε. Δευτερογενή ρευστά εγκλείσματα κατά μήκος επουλωμένης διάκλασης. Διακρίνεται επίσης ρευστό εγκλείσμα με ελλειψοειδές σχήμα, δείγμα STH-3. ΣΤ. Εγκλείσματα με φαινόμενα αποχωρισμού (necking down) λόγω της τεκτονικής παραμόρφωσης που έχει υποστεί ο χαλαζίας, δείγμα STH-2. L: υγρή φάση, V: αέρια φάση.

Κατά την κρυσκοπική μελέτη διαπιστώθηκε ότι οι αρχικές θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_{fm}) είναι περίπου -22°C έως -20°C , κάτι που δείχνει ότι το NaCl είναι το κύριο συστατικό των διαλυμάτων και οι παραπάνω θερμοκρασίες αντιστοιχούν σύμφωνα με τους Crawford (1981) και Shepherd et al. (1985) στο ευθηκτικό σημείο του συστήματος $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Άλλα άλατα, όπως KCl, MgCl_2 και CaCl_2 , δεν συμμετέχουν στο διάλυμα αφού τα ευθηκτικά σημεία στα συστήματα $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$ και $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$, είναι αντίστοιχα $-23,6^\circ$, $-33,6^\circ$ και $-49,8^\circ\text{C}$. Επίσης δεν διαπιστώθηκε η παρουσία CO_2 .



Σχήμα 3. Ιστόγραμμα με τις θερμοκρασίες ομογενοποίησης (T_h) των ρευστών εγκλεισμάτων από τους χαλαζίες στους πηγματίτες του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Πίνακας 1. Κατανομή των ρευστών εγκλεισμάτων στους πηγματίτες από τους διάφορους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη της Σιθωνίας, θερμοκρασίες ομογενοποίησης και αλατότητες των εγκλεισμάτων αυτών για κάθε τύπο. Οι αριθμοί στις παρενθέσεις δείχνουν τον αριθμό των μετρήσεων. LG: λευκογρανίτης, BGd: βιοιπτικός γρανοδιορίτης, HBGd: κερροσιλβικός-βιοιπτικός γρανοδιορίτης, TMG: διμαρμαρυγιακός γρανοδιορίτης-γρανίτης.

Δείγμα	Τύπος πλουτωνίτη	Θερμοκρασία ομογενοποίησης (T _h °C)		Αλατότητα (% κβ ισοδ. NaCl)	
		Εύρος	Μέσος όρος	Εύρος	Μέσος όρος
STH-1	LG	281-305 (34)	295	0,5-2,5 (21)	1,6
STH-2	BGd	265-375 (23)	302	1,2-2,1 (6)	1,7
STH-3	HBGd	222-339 (76)	291	0,5-2,0 (20)	1,2
STH-5	LG	206-300 (40)	254	0,3-2,8 (22)	1,6
STH-6	TMG	251-338 (25)	296	0,5-3,1 (11)	1,6

Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) που κυμαίνονται από -1,9° έως -0,2°C, δείχνουν πολύ χαμηλές αλατότητες, 0,3 έως 3,1% κβ ισοδ. NaCl στο σύστημα H₂O-NaCl, σύμφωνα με τους Potter et al. (1978), Roedder (1984) και Shepherd et al. (1985).

Κατά την θέρμανση των ρευστών εγκλεισμάτων διαπιστώθηκε ότι όλα ομογενοποιούνται στην υγρή φάση και οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης (T_h) κυμαίνονται από 206° έως 375°C, όπως διακρίνεται στο ι-στόγραμμα του σχήματος 3. Από το ιστόγραμμα αυτό φαίνεται επίσης ότι το μεγαλύτερο τμήμα των μετρήσεων περιορίζεται σε ένα εύρος θερμοκρασιών μεταξύ 270° και 310°C, με ένα μέγιστο στους 290°C.

Διαπιστώθηκε ότι οι αλατότητες των διαλυμάτων στα ρευστά εγκλείσματα από όλα τα δείγματα που μελετήθηκαν είναι πολύ χαμηλές και δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερες αποκλίσεις στους διάφορους πηγματίτες. Το ίδιο συμβαίνει και με τις θερμοκρασίες ομογενοποίησης, όπου εκτός από το δείγμα STH-5, οι τιμές είναι παρόμοιες και βρίσκονται σε συμφωνία με τα συνολικά αποτελέσματα της παρούσας μελέτης, με το μέγιστο στις θερμοκρασίες ομογενοποίησης να βρίσκεται στους 290°C. Μόνο το δείγμα STH-5 εμφανίζει σχετικά χαμηλότερες τιμές με μέγιστα στους 230° και στους 270°C.

6 ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας χαρακτηρίζεται από σωρεία απλικών και πηγματιτικών φλεβών, τελικά προϊόντα της μαγματικής δραστηριότητας, οι οποίες διεισδύουν τόσο τον πλουτωνίτη όσο και τα περιβάλλοντα πετρώματα.

Οι Christofides et al. (1990) και D' Amico et al. (1990) διαπίστωσαν μια ασυμφωνία ηλικιών στους μαρμαρυγιές του πλουτωνίτη της Σιθωνίας την οποία απέδωσαν σε ένα μετα-μαγματικό παραμορφωτικό γεγονός που επηρέασε το ανατολικό κυρίως τμήμα του πλουτωνίτη και το οποίο χρονολογήθηκε περίπου στα 28-30 Ma. Το γεγονός αυτό συνδέθηκε με την τοποθέτηση της Σερβομακεδονικής μάζας και της ενότητας Σιδηρόνερου επάνω στην ενότητα Παγγαίου της μάζας της Ροδόπης, κατά το Ανώτερο Ηώκαινο-Κατώτερο Ολιγόκαινο (Christofides et al. 2001).

Σε μία πιο λεπτομερή χρονολόγηση των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη της Σιθωνίας από τους Πιπερά (2008) και Ρωμανίδη (2009) με K/Ar σε ορυκτά, διαπιστώθηκε ότι το ιστοπικό αυτό σύστημα διαταράχθηκε από κάποιο γεγονός αναθέρμανσης του

πλουτωνίτη. Σύμφωνα με την Πιπερά (2008) το θερμικό αυτό γεγονός που προκάλεσε αύξηση της θερμοκρασίας του συστήματος στους 300±50°C, χρονολογήθηκε με ανώτερο όριο ηλικίας στα 38-37 Ma και δεν διήρκεσε πολύ.

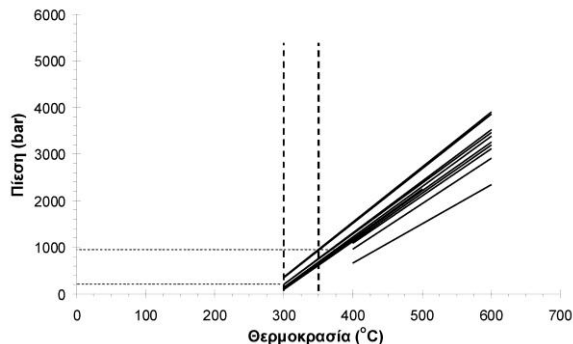
Σε ότι αφορά τους πηγματίτες της Σιθωνίας υπάρχουν εμφανή χαρακτηριστικά θερμικής ανακρυστάλλωσης, όπως τα οδοντωτά όρια μεταξύ των κρυστάλλων χαλαζία και το φαινόμενο κατά το οποίο ο χαλαζίας αναπτύσσεται σε βάρος του μοσχοβίτη. Επίσης οι ταινίες πολυδυμίας των πλαγιοκλάστων εμφανίζονται κεκαμμένες, ενώ στους αστρίους παρατηρούνται εκτός από περθίτες μαγματικής προέλευσης, μακροπερθίτες που οφείλουν τη δημιουργία τους στην κυκλοφορία μεταγενέστερων διαλυμάτων. Πολύ συχνά παρατηρούνται εντυπωσιακές γραφικές συμφύσεις, ενώ συχνά εντοπίζονται και μυρμηκικές συμφύσεις.

Η μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων στους πηγματίτες της Σιθωνίας έδειξε την παρουσία αποκλειστικά δευτερογενών και απουσία πρωτογενών εγκλεισμάτων. Αυτό πιθανώς οφείλεται στο θερμικό γεγονός που επηρέασε τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας μετά την κρυστάλλωσή του κατά το Ανώτερο Ηώκαινο έως το Μέσο Ολιγόκαινο, πριν από 28-38 Ma (Christofides et al. 1990, Πιπερά 2008). Η ανακρυστάλλωση του χαλαζία λόγω της αναθέρμανσης, επηρέασε και την κατανομή των ρευστών εγκλεισμάτων, πιθανώς μέσα από μία διαδικασία απαέρωσης (degassing).

Με βάση τη μικροθερμομετρική ανάλυση στους πηγματίτες της Σιθωνίας έγινε προσπάθεια προσδιορισμού των συνθηκών παγίδευσης των διαλυμάτων κατά το τελευταίο θερμικό γεγονός που από ότι φαίνεται επηρέασε όλο το σύστημα του πλουτωνίτη συμπεριλαμβανομένων και των πηγματιτών. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης των περισσότερων ρευστών εγκλεισμάτων στους πηγματίτες κυμαίνονται μεταξύ 270° και 310°C, με ένα μέγιστο στους 290°C. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, σύμφωνα με την Πιπερά (2008), προσδιορίστηκε ότι το θερμικό γεγονός προκάλεσε αύξηση της θερμοκρασίας του συστήματος στους 300±50°C.

Από τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων διαπιστώθηκε ότι οι αλατότητες των διαλυμάτων είναι χαμηλές, από 0,5 έως 3,1% κ.β. ισοδ. NaCl, κάτι που δείχνει την παρουσία αποκλειστικά και μόνο μετεωρικών υδάτων, τα οποία έλαβαν μέρος στη διαδικασία της αναθέρμανσης του πλουτωνίτη, χωρίς τη συμμετοχή μαγματικών υδάτων που συνήθως έχουν μέτριες έως υψηλές αλατότητες.

Σε ότι αφορά τις πιέσεις στις οποίες έλαβε μέρος το θερμικό γεγονός, προσδιορίστηκαν οι ισόχωρες των ρευστών εγκλεισμάτων και στη συνέχεια με βάση τις θερμοκρασίες ($300\pm 50^\circ\text{C}$) που υπολογίστηκαν από τους Πιπερά (2008) και Ρωμανίδη (2009), έγινε υπολογισμός της πίεσης που φθάνει έως 0,9 kbar (Σχ. 4).



Σχήμα 4. Υπολογισμός των πιέσεων στις οποίες έλαβε χώρα το θερμικό γεγονός στον πλουτωνίτη της Σιθωνίας, με βάση τις θερμοκρασίες που προσδιορίστηκαν από τα ισότοπα K/Ar (Πιπερά 2008).

7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Με τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων στους πηγματίτες του πλουτωνίτη της Σιθωνίας δεν ήταν δυνατό να προσδιορισθούν τα χαρακτηριστικά των ρευστών από τα οποία προήλθαν οι πηγματιτικές φλέβες, λόγω έλλειψης των πρωτογενών ρευστών εγκλεισμάτων. Αντίθετα από τη μικροθερμομετρική ανάλυση των δευτερογενών και ψευδοδευτερογενών ρευστών εγκλεισμάτων διαπιστώθηκε η παρουσία ενός θερμικού γεγονότος που ήδη είχε προσδιοριστεί πιο πριν από τους Τσιλιμπάρη (1988), Τσιλιμπάρη & Ελευθεριάδη (1989), Christofides et al. (1990), Πιπερά (2008) και Ρωμανίδη (2009), με βάση ορυκτολογικά, πετρογραφικά, γεωχημικά και ισοτοπικά δεδομένα. Είναι πολύ πιθανό λοιπόν το θερμικό γεγονός που επηρέασε τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας, κυρίως το ανατολικό του τμήμα μαζί και τους πηγματίτες, να έφθασε σε θερμοκρασία τους $300\pm 50^\circ\text{C}$ (Πιπερά 2008), με τη συμμετοχή ρευστών χαμηλής αλατότητας, πιθανώς μετεωρικής προέλευσης, σε πιέσεις που φθάνουν έως 0,9 kbar. Το γεγονός αυτό έλαβε χώρα πιθανώς μεταξύ του Ανώτερου Ηωκαίνου και του Μέσου Ολιγόκαινου, πριν δηλαδή από 28-38 Ma.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Alagna E.K., Petrelli M., Perugini D. & Poli G. 2008. Micro-analytical zircon and monazite U-Pb isotope dating by laser ablation-inductively coupled plasma-Quadrupole mass spectrometry. *Geost. and Geolan. Resear.*, 32, 103-120.

Bodnar R.J. 2003. Introduction to fluid inclusions. In: *Fluid inclusions: analysis and interpretation*, Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. eds, Mineral. Assoc. Canada, Short Course, 32, 1-8.

Christofides G., D' Amico C., Del Moro A., Eleftheriadis G. & Kyriakopoulos C. 1990. Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). *Eur. J. Mineral.*, 2, 79-87.

Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Eleftheriadis G. & Kiliias A. 2001. Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, 13, 73-89.

Christofides G., Perugini D., Koroneos A., Soldatos T., Poli G., Eleftheriadis G., Del Moro, A. & Neiva A.M. 2007. Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: An example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece). *Lithos*, 95, 243-266.

Crawford M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: *Short course in fluid inclusions: applications to petrology*, Hollister, L.S. & Crawford, M.L. eds, Mineralogical Association of Canada, Calgary, 6, 75-100.

D'Amico C., Christofides G., Eleftheriades G., Bargossi G.M., Campana R. & Soldatos T. 1990. The Sithonia Plutonic Complex (Chalkidiki, Greece). *Mineralogica et Petrographica Acta*, 33, 143-177.

De Wet A.P. 1989. Geology of part of the Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. Unpubl. Ph.D. Thesis, Wolfson College, Cambridge, 177p.

Kockel, F., Mollat H. & Walther H. 1977. Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100000 (Nord Griechenland). Bundeanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 119p.

Kozłowski A. & Metz P. 2003. Post-magmatic mineralisation in the granitoids of the Strzelin Massif, SW Poland - A Fluid Inclusion Study. *Mineralogical Society Of Poland - Special Papers*, 23, 102-104.

London D. 1986. The magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. *Am. Mineral.*, 71, 376-395.

London D. 2005. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, 80, 281-303.

Lu J. & Lottermoser B. 1997. Petrogenesis of rare-element pegmatites in the Olary Block, South Australia, part 2. Fluid inclusion study. *Mineralogy and Petrology*, 59, 21-41.

Potter R.W., Clynne M.A. & Brown D.L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, 73, 284-285.

Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America: Reviews in Mineralogy*, 12, 646p.

San Miguel A. 1969. The aplite-pegmatite association and its petrogenetic interpretation. *Lithos*, 2, 25-37.

Shepherd T.J. 1981. Temperature-programmable, heating-freezing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 76, 1244-1247.

Shepherd T., Rankin A. & Alderton D. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son, Glasgow, 239p.

Sirbescu M.-L.C. & Nabelek P.I. 2003. Crystallization conditions and evolution of magmatic fluids in the Harney Peak Granite and associated pegmatites, Black Hills, South Dakota - Evidence from fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2443-2465.

Soldatos K. & Sapountzis E. 1975. Myrmekite of the Sithonia granodiorite. *Sci. Annals, Fac. Phys. and Mathem., Univ. Thessaloniki*, 15, 391-407.

Soldatos K., Sapountzis S.E., Christofides G. & Eleftheriadis G. 1976. Contribution to the study of the Sithonia plutonic complex (N. Greece). I. *Mineralogy. Ann. Geol. Pays. Hellen.*, 28, 62-98

Πιπερά K.K. 2008. Χρονολόγηση Πετρογραφικών Τύπων του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας με K-Ar σε Ορυκτά. Διατριβή Ειδίκευσης Μ.Π.Σ., Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ., 88σ.

- Ρωμανίδης Γ. 2009. Ραδιοχρονολόγηση (K-Ar σε ορυκτά) και θερμοχρονομετρία του νοτίου τμήματος του πλουτωνίτη της Σιθωνίας Χαλκιδικής (κεροσλιβικός-βιοπιτικός γρανοδιορίτης, βιοπιτικός γρανοδιορίτης). Διατριβή Ειδίκευσης Μ.Π.Σ., Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ., 103σ.
- Σαπουντζής Η., Σολδάτος Κ., Ελευθεριάδης Γ. & Χριστοφίδης Γ. 1976. Συμβολή εις την μελέτη του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας. II. Πετρογραφία-Πετρογένεση. *Ann. Geol. Pays. Hell.*, 28, 98-134.
- Σαπουντζής Η., Σολδάτος Κ., Ελευθεριάδης Γ. & Χριστοφίδης Γ. 1979. Συμβολή εις την μελέτη του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας. *Ann. Geol. Pays. Hell.*, 30, 421-430.
- Σταματιάδης Α. 2010. Ρευστά εγκλείσματα σε ορυκτά πηγματιτών του πλουτωνίτη Σιθωνίας. Πτυχιακή Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ., 77σ.
- Τσιλιμπάρη Μ. 1988. Πετρολογία και Ορυκτολογία των Πηγματιτών του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας. Πτυχιακή Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ., 104σ.
- Τσιλιμπάρη Μ. & Ελευθεριάδης Γ. 1989. Συμβολή στη μελέτη πηγματιτικών φλεβών του πλουτωνίτη της Σιθωνίας. *Ann. Geol. Pays. Hellen.*, 34, 137-148.

