

ΜΕΛΕΤΗ ΡΕΥΣΤΩΝ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΩΝ ΣΕ ΑΜΕΘΥΣΤΟΥΣ ΑΠΟ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΤΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΑΚΗΣ: ΣΑΠΕΣ, ΣΟΥΦΛΙ, Κ. ΝΕΥΡΟΚΟΠΙ

Μέλος Β.

Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 54124, Θεσσαλονίκη, melfosv@geo.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία αφορά στη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων σε αμέθυστους που εντοπίστηκαν στο Κ. Νευροκόπι του Ν. Δράμας, στις Σάπες του Ν. Ροδόπης και στο Σουφλί του Ν. Έβρου, με σκοπό να διευκρινιστούν οι συνθήκες γένεσης, όπως η θερμοκρασία, η πίεση, η σύσταση και η αλατότητα των διαλυμάτων, από τα οποία σχηματίστηκαν οι αμέθυστοι αυτοί.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο αμέθυστος αποτελεί την ιώδη ποικιλία του α-χαλαζία, μία από τις ομορφότερες και πιο γνωστές μορφές του SiO₂. Αποτελεί ένα ορυκτό με διαχρονική χρήση στην κατασκευή κοσμημάτων και διακοσμητικών αντικειμένων. Ήταν γνωστός από τα προϊστορικά ακόμη χρόνια αφού κοσμήματα από αμέθυστο έχουν βρεθεί σε Μινωικούς και Μυκηναϊκούς τάφους στα Μάλλια της Κρήτης, στην Αίγινα, στην Πύλο, στη Μιδέα Αργολίδας και στα Αηδόνια Νεμέας που χρονολογούνται από τον 17^ο έως 13^ο αι. π.Χ, καθώς και σε αιγυπτιακούς τάφους του 20^{ου} και 19^{ου} αι. π.Χ.

Ο αμέθυστος συμφύεται συνήθως με άλλες ποικιλίες χαλαζία, όπως τη διαφανή «ορεία κρύσταλλο», τον κιτρίνη (ποικιλία που είναι γνωστή ως αμετρίνης), τον αχάτη και γενετικά σχετίζεται με υδροθερμικές φλέβες, ηφαιστειακά πετρώματα και επιθερμικά συστήματα, χαλαζιακές φλέβες σε μεταμορφωμένα πετρώματα και ιδιαίτερα σε αλπικού τύπου διαρρήξεις και σε γεώδη και κοιλότητες σε πυριγενή πετρώματα, κυρίως σε βασαλτικές λάβες. Η Βραζιλία φημίζεται για τους αμέθυστους και μαζί με τη γειτονική Ουρουγουάη αποτελούν τις σημαντικότερες χώρες στην παραγωγή αμέθυστου άριστης ποιότητας. Άλλες χώρες όπου υπάρχει αμέθυστος είναι η Μαδαγασκάρη, η Ζιμπάμπουε, η Μοζαμβίκη, το Κογκό, η Ναμίμπια, η Αυστραλία, η Βολιβία, το Μεξικό, ο Καναδάς, οι ΗΠΑ, η Σρι Λάνκα, η Ινδία, η Μπούρμα, η Ιαπωνία και η Κίνα. Αμέθυστος βρίσκεται επίσης στα Ουράλια όρη της Ρωσίας, στην Αρμενία, στη Γερμανία και στην Τσεχία.

Στην Ελλάδα έχουν εντοπιστεί αρκετές θέσεις με εμφανίσεις αμέθυστου. Σύμφωνα με τους Vouduouris & Katerinopoulos (2004) και Vouduouris et al. (2004), αμέθυστος υπάρχει στις Σάπες, στις Κασσιτερές, στο Σουφλί, στη Λέσβο, στη Λήμνο και στη Μήλο, όπου συνδέεται με ηφαιστειακά πετρώματα. Στη Σέριφο έχει εντοπιστεί αμέθυστος μέσα σε ζώνες θερμικής μεταμόρφωσης (skarn), καθώς και στην Πεντέλη Αττικής και στο Κ. Νευροκόπι Δράμας σε Αλπικού τύπου διακλάσεις μαζί με ευμεγέθεις κρυστάλλους χαλαζία.

Η παρούσα εργασία αφορά στη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων σε αμέθυστους που εντοπίστηκαν στο Κ. Νευροκόπι του Ν. Δράμας, στις Σάπες του Ν. Ροδόπης και στο Σουφλί του Ν. Έβρου, με σκοπό να διευκρινιστούν οι συνθήκες γένεσης, όπως η θερμοκρασία, η πίεση, η σύσταση και η αλατότητα των διαλυμάτων, από τα οποία σχηματίστηκαν οι αμέθυστοι αυτοί.

Τα ρευστά εγκλείσματα αποτελούν μικρές ποσότητες ενός ρευστού που παγιδεύτηκε είτε κατά τη διάρκεια της ανάπτυξης των κρυστάλλων των ορυκτών, είτε μετά την κρυστάλλωση. Αποτελούν δηλαδή μοναδικά αντιπροσωπευτικά δείγματα των ρευστών από τα οποία σχηματίστηκαν τα ορυκτά (Roeder 1984).

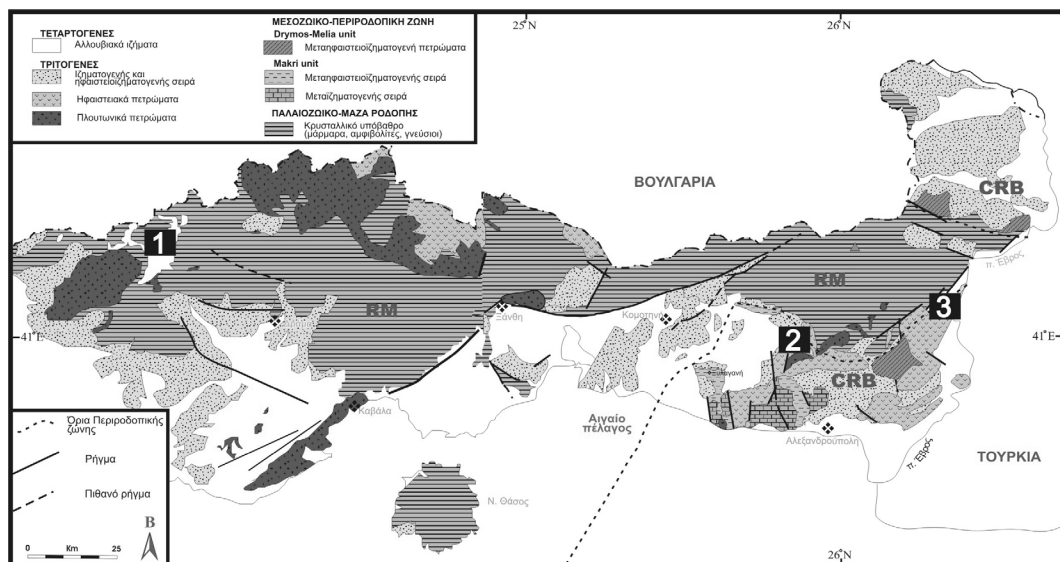
Για τους παραπάνω λόγους η εφαρμογή της μεθόδου ρευστών εγκλεισμάτων σε αμέθυστους από την Ελλάδα θα βοηθήσει σε μία πιθανή μελλοντική αναζήτηση και διάκριση μεταξύ των διαφόρων εμφανίσεων. Άλλωστε η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως στην αναζήτηση κοιτασμά-

των πολύτιμων και ημιπολύτιμων λίθων, στην αναγνώρισή τους, στον προσδιορισμό της πηγής προέλευσής τους και στο διαχωρισμό φυσικών από τεχνητούς λίθους (Roedder 1984).

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Οι περιοχές έρευνας (Σχ. 1) ανήκουν στη μάζα της Ροδόπης (Κ. Νευροκόπι) και στην Περιοδοπική ζώνη της Θράκης (Σάπες, Σουφλί). Η μάζα της Ροδόπης περιλαμβάνει πετρώματα μέσης έως υπερ-υψηλής μεταμόρφωσης και συγκεκριμένα γνεύσιους, σχιστολίθους, αμφιβολίτες, εκλογίτες και μάρμαρα που αναδύθηκαν κατά την Αλπική ορογένεση από το Παλαιόκαινο έως το Μειόκαινο (Mroskos & Liati 1993, Mroskos & Kostopoulos 2001). Οι πρωτόλιθοι των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του κρυσταλλικού συμπλέγματος της μάζας της Ροδόπης θεωρούνται Παλαιοζωικής ηλικίας. Σύμφωνα με τους Mroskos & Krohe (2000) το κρυσταλλικό αυτό σύμπλεγμα, ανάλογα με το βαθμό μεταμόρφωσης και την ηλικία ανάδυσης διακρίνεται σε τέσσερις τεκτονικές ενότητες: την ανώτερη ενότητα Κύμης, τις ενδιάμεσες ενότητες Σιδηρόνερου και Κέχρου και την κατώτερη ενότητα Παγγαίου-Θάσου.

Η Περιοδοπική ζώνη στη Θράκη περιλαμβάνει Μεσοζωικούς σχηματισμούς που βρίσκονται στα περιθώρια της Μάζας της Ροδόπης και έχουν υποστεί μία πολύ χαμηλού έως μέσου βαθμού μεταμόρφωση (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1980, 1982, Πομόνη-Παπαϊωάννου & Παπαδόπουλος 1988, Μαγκανάς 1988). Διαιρείται σε δύο ενότητες: στην ενότητα Μάκρης και στην ενότητα Δρυμού-Μελίας. Η ενότητα Μάκρης έχει Τριαδική-Άνω Ιουρασική ηλικία και αποτελείται από την υποκείμενη Μεταίζηματογενή σειρά (μετακροκαλοπαγή, μεταγραουβάκες, μεταχαλαζίτες, ασβεστόλιθους, δολομίτες, μάρμαρα, ασβεστιτικούς σχιστόλιθους) και την υπερκείμενη Μεταηφαιστειοίζηματογενή σειρά (πρασινοςχιστόλιθοι, φυλλίτες, χαλαζίτες). Σύμφωνα με τον Μαγκανά (1988), οι πρωτόλιθοι των πετρωμάτων αυτών ήταν ηφαιστειακά πετρώματα βασικής ή ενδιάμεσης σύστασης, χωρίς όμως να αποκλείεται και η πυροκλαστική προέλευσή τους. Η ενότητα Δρυμού-Μελίας, σύμφωνα με τους Κουρή (1980) και Παπαδόπουλο (1982), έχει Ιουρασική-Κάτω Κρητιδική ηλικία και αποτελείται από γραουβάκες, χαλαζιακούς ψαμμίτες, χαλαζίτες, αργιλικούς σχιστόλιθους και από ένα μικρού πάχους τεκτονικό λατυποπαγές στη βάση.



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης της μάζας της Ροδόπης (RM) και της Περιοδοπικής ζώνης (CRB) στη Θράκη, με τις περιοχές μελέτης. 1. Κ. Νευροκόπι, 2. Σάπες, 3. Σουφλί (από Dimadis & Zachos (1989) με προσθήκες και αλλαγές).

Στην περιοχή της Θράκης κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου υπήρξε μία έντονη μαγματική δραστηριότητα, αποτέλεσμα της οποίας ήταν ο σχηματισμός πλουτωνικών και ηφαιστειακών ασβεσταλκαλικών έως υψηλού-Κ ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων (Innocenti et al. 1984,

Soldatos & Christofides 1986, Del Moro et al. 1988, Christofides et al. 1990, Eleftheriadis 1990, Christofides 1996, Christofides et al. 1998). Ο μαγματισμός αυτός συνδέεται με την καταβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική και τη δημιουργία ενός εφελκυστικού περιβάλλοντος που είχε ως αποτέλεσμα τη διεύθυνση ασθενόσφαιρας μέσα στο φλοιό (Fytikas et al. 1984, Pe-Piper et al. 1998, Jones et al. 1992, De Boorder et al. 1998).

3 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων έγινε στον Τομέα Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, σε θερμαινόμενη τράπεζα Linkam THM 600 προσαρμοσμένη σε μικροσκόπιο Leitz SM-LUX-POL και σύστημα ελέγχου θερμοκρασίας TMS 90. Στο μικροσκόπιο προσαρμόσθηκαν φακοί μακρινής απόστασης (long-distance lenses) τύπου Leitz L32 και L50. Το σύστημα Linkam THM 600 έχει δυνατότητα ψύξης και θέρμανσης του δείγματος σε θερμοκρασίες που κυμαίνονται από -180° έως $+600^{\circ}$ C (Shepherd 1981).

Για την παροχή της μέγιστης δυνατής ακρίβειας στις θερμοκρασίες που μετρήθηκαν έγινε στάθμιση της θερμαινόμενης τράπεζας. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν 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 $0,0^{\circ}$ C, Ναφθαλίνη (Naphthalin) $+80,25^{\circ}$ C, MERCK 135 $+135^{\circ}$ C, Ζαχαρίνη (Sacharin) $+228^{\circ}$ C, MERCK 247 $+247^{\circ}$ C και Διχρωμικό Κάλιο (Potassium Dichromate) $+398^{\circ}$ C. Η διαδικασία στάθμισης της συσκευής Linkam THM 600 περιγράφεται από τους MacDonald & Spooner (1981). Για την κρυσκοπική μελέτη του δείγματος η ψύξη επιτυγχάνεται με την κυκλοφορία αερίου N_2 , το οποίο προηγουμένως έχει ψυχθεί. Η ψύξη του αερίου N_2 γίνεται με τη διέλευσή του μέσα από μία χάλκινη σπείρα που είναι βυθισμένη σε μία ειδικά κατασκευασμένη φιάλη Dewars (Dewars flask) που περιέχει υγρό N_2 .

Συνολικά κατασκευάστηκαν 6 διπλά στιλβωμένες τομές πάχους 200 μ m από αμέθυστους από τις περιοχές έρευνας. Τα ρευστά εγκλείσματα που κρίθηκαν κατάλληλα για μικροθερμομετρική ανάλυση, μελετήθηκαν αρχικά με μικρές μεγεθύνσεις, ώστε να προσδιοριστεί η κατανομή τους στο χώρο και η χρονική σχέση μεταξύ τους. Στη συνέχεια με μεγάλες μεγεθύνσεις προσδιορίστηκαν τα χαρακτηριστικά τους γνωρίσματα, όπως σχήμα, μέγεθος καθώς και οι φάσεις που περιέχουν. Για τον υπολογισμό των διαφόρων παραμέτρων που προέκυψαν από τη μικροθερμομετρική μελέτη χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό του Bakker (2003).

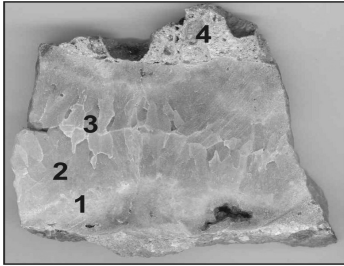
4 ΑΜΕΘΥΣΤΟΙ ΑΠΟ ΤΙΣ ΣΑΠΕΣ-ΜΙΚΡΟΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ

Η περιοχή Σαπών βρίσκεται στο Ν. Ροδότης και είναι γνωστή για το σύστημα των επιθερμικών συστημάτων που συνδέονται με την ηφαισειδιότητα του Ολιγοκαίνου στη Θράκη και περιέχουν σημαντικές περιεκτικότητες σε χρυσό (Voudouris 1993, Michael et al. 1995, Bridges et al. 1997, Arikas & Voudouris 1998, Shawh & Constantinides 2001). Το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής καλύπτεται από μία σειρά ιζημάτων Ηωκαινικής ηλικίας, καθώς και ηφαιστειακών και πυροκλαστικών πετρωμάτων ανδρειακής και ρυοδακτιτικής σύστασης ηλικίας Ολιγοκαίνου, τα οποία έχουν υποστεί έντονη υδροθερμική εξαλλοίωση.

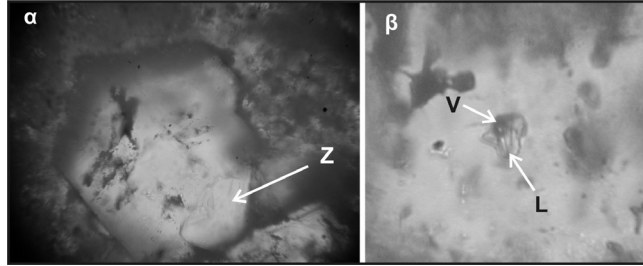
Ο αμέθυστος εντοπίζεται στο ύψωμα Ασημένιο (Silver Hill) υπό μορφή επιθερμικών φλεβών χαμηλής θείωσης, σε σύμφυση με χαλαζία και χαλκηδόνιο (Voudouris 1993, Voudouris & Kateriporoulios 2004). Οι φλέβες διασχίζουν ένα εκτεταμένο υδροθερμικό λατυποπαγές και έχουν πάχος έως 1 m. Εντός των φλεβών παρατηρείται μία ζωνώδης υφή με διαδοχική ανάπτυξη του SiO_2 και σχηματισμό χαλκηδονίου, χαλαζία και αμέθυστου από την περιφέρεια προς το κέντρο (Σχ. 2). Σπανιότερα, τα κενά που δημιουργούνται στον αμέθυστο πληρώνονται με οπάλιο. Ο αμέθυστος αναπτύσσεται εντός των φλεβών σε συμπαγείς μάζες και σπανίως με μορφή κρυστάλλων. Στην περίπτωση αυτή το μήκος των κρυστάλλων φθάνει έως και 2 cm. Μακροσκοπικά είναι ημιδιαφανής με έντονο ιώδες χρώμα. Σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρήθηκε στο μικροσκόπιο ζωνώδης ανάπτυξη των κρυστάλλων του αμέθυστου (Σχ. 3α).

Η συχνότητα των ρευστών εγκλεισμάτων μέσα στον αμέθυστο είναι σχετικά μικρή. Παρατηρήθηκαν μόνο διφασικά εγκλείσματα που περιέχουν μία υγρή υδάτινη φάση (L) και μία αέρια φάση (V)

σε μορφή φυσαλίδας (Σχ. 3β) που καταλαμβάνει όγκο από 10 έως 20% του εγκλείσματος. Το μέγεθος των ρευστών εγκλεισμάτων κυμαίνεται από 5 έως 21 μm και το σχήμα τους είναι ακανόνιστο. Σπανίως παρατηρούνται ωσειδή, ελλειψοειδή ή με μορφή αρνητικού κρυστάλλου εγκλείσματα. Η κατανομή τους στο χώρο είναι ακανόνιστη και δεν παρατηρούνται ρευστά εγκλείσματα κατά μήκος επουλωμένων ρωγμών. Σύμφωνα με τα κριτήρια που θέτει ο Roedder (1984), τα εγκλείσματα αυτά θεωρούνται ότι είναι πρωτογενή και άρα αντιπροσωπεύουν το αρχικό διάλυμα από το οποίο σχηματίστηκε ο αμέθυστος.



Σχήμα 2. Φλέβα χαλκηδόνιου (1), χαλαζία (2) και αμέθυστου (3) που διασχίζει τεκτονικό λατυποπαγές (4). Ασημένιο, Σάπες. Μήκος φωτογραφίας: 8 cm.



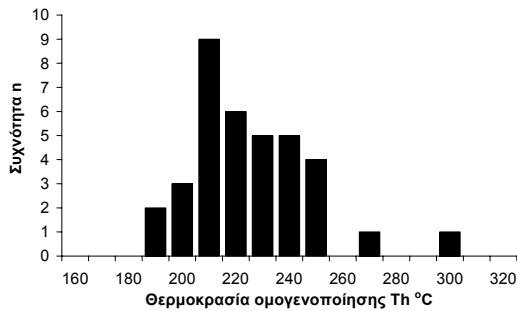
Σχήμα 3. α. Κρύσταλλος αμέθυστου κάθετα στον άξονα c, με ζωνώδη ανάπτυξη (Z). Μήκος φωτογραφίας: 0,5 mm. β. Διφασικό (L,V) ρευστό έγκλεισμα σε αμέθυστο. Μήκος φωτογραφίας: 70 μm. Ασημένιο, Σάπες.

Κατά την κρυσκοπική μελέτη διαπιστώθηκε ότι οι αρχικές θερμοκρασίες τήξης του πάγου ή ευτηκτικές θερμοκρασίες (T_e), κυμαίνονται από $-21,0$ έως $-21,4^\circ\text{C}$, κάτι που δείχνει ότι το NaCl είναι το κύριο συστατικό του διαλύματος και οι παραπάνω θερμοκρασίες αντιστοιχούν σύμφωνα με τους Crawford (1981), Shepherd et al. (1985) στο ευτηκτικό 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 ευτηκτικά 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 $-23,5$, $-33,6$ και $-49,8^\circ\text{C}$ σύμφωνα με τους Crawford (1981), Shepherd et al. (1985). Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) που κυμαίνονται από $-0,5$ έως $-1,1^\circ\text{C}$, δείχνουν πολύ χαμηλή αλατότητα, από 0,9 έως 1,9 κβ% ισοδ. NaCl στο σύστημα $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, σύμφωνα με τον Bodnar (1993). Οι πολύ χαμηλές αλατότητες δείχνουν πιθανώς τη συμμετοχή μετεωρικού νερού στο υδροθερμικό σύστημα.

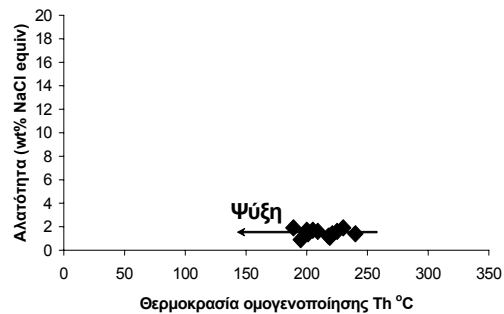
Συνολικά έγιναν 36 μικροθερμομετρικές αναλύσεις, από τις οποίες προέκυψε ότι τα ρευστά εγκλείσματα ομογενοποιούνται στην υγρή φάση και οι θερμοκρασίες (T_h) κυμαίνονται από 188 έως 299°C (Σχ. 4). Από το ιστόγραμμα φαίνεται ότι τα περισσότερα ρευστά εγκλείσματα ομογενοποιούνται σε ένα εύρος θερμοκρασιών μεταξύ 188 και 246°C με ένα μέγιστο στους 210°C .

Οι πιέσεις των εγκλεισμάτων στη θερμοκρασία ομογενοποίησης είναι πολύ χαμηλές και υπολογίστηκε ότι ανέρχονται έως 29 bar. Από το διάγραμμα συσχέτισης θερμοκρασίας ομογενοποίησης (T_h) και αλατότητας (κβ% ισοδ. NaCl) (Σχ. 5) προκύπτει ότι η πιθανή πορεία εξέλιξης των διαλυμάτων που συνδέονται με τη γένεση του αμέθυστου ήταν η ψύξη (Crawford 1981, Shepherd et al. 1985). Σύμφωνα με τους Shepherd et al. (1985), παρόμοια τάση μπορεί να δείχνουν και τα ρευστά εγκλείσματα που έχουν υποστεί αποχωρισμό (necking down). Επειδή όμως έγινε προσεκτική επιλογή των εγκλεισμάτων για τη μικροθερμομετρική ανάλυση, η περίπτωση αυτή απορρίπτεται. Με βάση τα παραπάνω, ο αμέθυστος στο ύψωμα Ασημένιο στην περιοχή Σαπών σχηματίστηκε σε συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών και πιέσεων από πολύ χαμηλής αλατότητας διαλύματα μετεωρικής πιθανώς προέλευσης.

Θα πρέπει να αναφερθεί ότι με βάση μία προκαταρκτική μελέτη (5 μικροθερμομετρικές αναλύσεις) που έγινε στους αμέθυστους της περιοχής μελέτης από τον Vouduouris (1993) βρέθηκαν παρόμοιες συνθήκες, δηλαδή θερμοκρασίες ομογενοποίησης που κυμαίνονται από 174 έως 210°C και αλατότητες 2,1 κβ% ισοδ. NaCl. Επίσης, από τον ίδιο συγγραφέα έγινε αναλυτική μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων στους αμέθυστους του γειτονικού επιθερμικού κοιτάσματος των Κασσιτερών. Και εδώ οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης των διφασικών εγκλεισμάτων (193 έως 289°C) και οι αλατότητες που υπολογίστηκαν (0,5 έως 3,5 κβ% ισοδ. NaCl) είναι παρόμοιες με αυτές των αμέθυστων από το ύψωμα Ασημένιο Σαπών.



Σχήμα 4. Ιστόγραμμα των θερμοκρασιών ομογενοποίησης των ρευστών εγκλεισμάτων στους αμέθυστους της περιοχής Ασημένιου, Σάπες.



Σχήμα 5. Διάγραμμα συσχέτισης θερμοκρασιών ομογενοποίησης και αλατότητας των ρευστών εγκλεισμάτων στους αμέθυστους της περιοχής Ασημένιου, Σάπες.

5 ΑΜΕΘΥΣΤΟΙ ΑΠΟ ΤΟ ΣΟΥΦΛΙ -ΜΙΚΡΟΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ

Στο νομό Έβρου ο αμέθυστος εντοπίζεται μεταξύ του Σουφλίου και της Δαδιάς κοντά στο χωριό Λυκόφη και έχει αναφερθεί από τους Σαπουντζή & Χριστοφίδη (1982) και Voudouris & Katerinopoulos (2004). Συνδέεται με χαλαζιακές φλέβες που διασχίζουν έναν βασαλτικό ανδεσίτη-δακίτη Ολιγοκαινικής ηλικίας (Christofides et al. 2004). Ο αμέθυστος βρίσκεται σε σύμφυση με χαλαζία και χαλκηδόνιο εντός των φλεβών και των κενών που δημιουργούνται. Παρατηρείται μία ζωνώδης υφή με διαδοχική ανάπτυξη του SiO₂ από την περιφέρεια προς το κέντρο και το σχηματισμό αρχικά συμπαγούς χαλκηδόνιου και χαλαζία που μετατρέπεται σε ιδιόμορφους κρυστάλλους αμέθυστου. Σε ορισμένες περιπτώσεις τα κενά έχουν τη μορφή εγκοίλων λόγω των έντονων διαρρήξεων των ηφαιστειακών πετρωμάτων στο τελικό στάδιο της ανόδου των πλούσιων σε πτητικά υδροθερμικών διαλυμάτων. Οι κρύσταλλοι αμέθυστου που μπορεί να φθάσουν σε μήκος έως και 2 cm (Σχ. 6), είναι διαφανείς και έχουν ένα απαλό ιώδες χρώμα που σε ορισμένες περιπτώσεις μεταπίπτει σε έντονο βαθύ ιώδες.

Τα ρευστά εγκλείσματα είναι διφασικά και περιέχουν μία υγρή υδάτινη φάση (L) και μία αέρια φάση (V) σε μορφή φυσαλίδας που καταλαμβάνει όγκο από 15 έως 20% του εγκλείσματος. Το μέγεθός τους κυμαίνεται από 3 έως 30 μm και μόνο σε ορισμένες περιπτώσεις φθάνει έως 70 μm. Το σχήμα τους είναι συνήθως ωσειδές ή ελλειψοειδές και αρκετά συχνά παρατηρούνται εγκλείσματα με μορφή αρνητικού κρυστάλλου.

Τα ρευστά εγκλείσματα που μελετήθηκαν πληρούν τις προϋποθέσεις που παραθέτει ο Roedder (1984) ώστε να θεωρηθούν ως πρωτογενή εγκλείσματα και έτσι είναι κατάλληλα για μικροθερμομετρική ανάλυση, αφού αντιπροσωπεύουν το αρχικό διάλυμα από το οποίο σχηματίστηκε ο αμέθυστος. Έτσι, με βάση αυτά τα κριτήρια τα πρωτογενή ρευστά εγκλείσματα στην περιοχή έρευνας έχουν σχετικά μεγάλο μέγεθος και μερικές φορές σχήμα αρνητικού κρυστάλλου (negative crystal), και είναι απομονωμένα και σε σχετικά μεγάλη απόσταση από τα υπόλοιπα ρευστά εγκλείσματα. Εκτός από τα πρωτογενή, εντοπίστηκαν και εγκλείσματα τα οποία χαρακτηρίζονται σαν δευτερογενή, δηλαδή με μικρό μέγεθος και πεπλατυσμένο σχήμα που συχνά αναπτύσσονται κατά μήκος επουλωμένων διαρρήξεων (healed fractures). Τα δευτερογενή εγκλείσματα δεν αναλύθηκαν αφού δημιουργούνται από διεργασίες μετά το σχηματισμό του κρυστάλλου.

Εντούτοις, σε ορισμένες περιπτώσεις υπήρχαν ομάδες εγκλεισμάτων που ενώ πληρούσαν τα κριτήρια για να θεωρηθούν πρωτογενή (μεγάλο μέγεθος, σχήμα αρνητικού κρυστάλλου), παρατηρήθηκαν να κατανέμονται παράλληλα προς συγκεκριμένες διευθύνσεις. Από τη μικροθερμομετρική ανάλυση διαπιστώθηκαν θερμοκρασίες παρόμοιες με τα υπόλοιπα πρωτογενή εγκλείσματα και για το λόγο αυτό θεωρήθηκαν ως ψευδοδευτερογενή. Τα ψευδοδευτερογενή (pseudosecondary) εγκλείσματα αναπτύσσονται κατά μήκος ρωγμών ή ζωνών πριν να ολοκληρωθεί η κρυστάλλωση του ορυκτού και άρα θεωρούνται αντιπροσωπευτικά των διαλυμάτων.

Τέλος παρατηρήθηκαν εγκλείσματα με φαινόμενα αποχωρισμού (necking down) και διαφυγής (leaking). Αυτά οφείλονται σε μεταβολές που συμβαίνουν στα ρευστά εγκλείσματα, εξαιτίας της α-

νακρυστάλλωσης του ορυκτού ξενιστής. Έτσι, σε μερικά επιμηκυμένα εγκλείσματα, με την πτώση της θερμοκρασίας, αναπτύσσονται εξογκώματα που ενώνονται μεταξύ τους με λεπτούς λαιμούς και σταδιακά αποχωρίζονται (necking down). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία νέων μικρότερων ρευστών εγκλεισμάτων που συμπεριφέρονται με τελείως διαφορετικό τρόπο από τα αρχικά εγκλείσματα (Roedder 1984).



Σχήμα 6. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι αμέθυστου στην περιοχή Δαδιάς-Σουφλίου. Μήκος φωτογραφίας 10 cm.

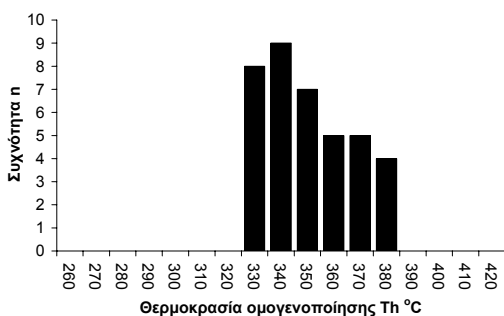


Σχήμα 7. Διφασικό (L,V) ρευστό εγκλείσμα σε αμέθυστο στην περιοχή Δαδιάς-Σουφλίου. Μήκος φωτογραφίας 0,3 mm.

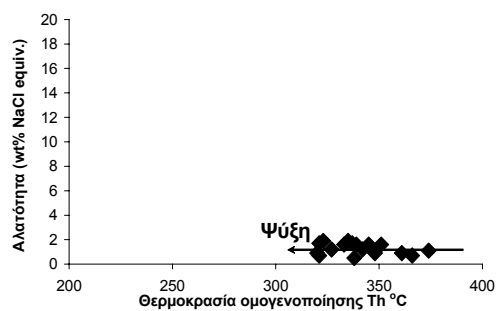
Από την κρυσκοπική μελέτη προέκυψε ότι οι αρχικές θερμοκρασίες τήξης του πάγου είναι περίπου $-21,0^{\circ}\text{C}$, κάτι που δείχνει ότι το NaCl είναι το κύριο συστατικό του υδάτινου διαλύματος. Η παραπάνω θερμοκρασία αντιστοιχεί στο ευκτητικό σημείο του συστήματος $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Crawford 1981, Shepherd et al. 1985). Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) κυμαίνονται από $-0,3$ έως $-1,1^{\circ}\text{C}$. Σύμφωνα με τον Bodnar (1993) οι θερμοκρασίες αυτές στο σύστημα $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ δείχνουν πολύ χαμηλή αλατότητα από 0,5 έως 1,9 κβ% ισοδ. NaCl, που είναι πιθανώς αποτέλεσμα της μετεωρικής προέλευσης των υδροθερμικών διαλυμάτων.

Συνολικά έγιναν 38 μικροθερμομετρικές αναλύσεις, από τις οποίες προέκυψε ότι τα ρευστά εγκλείσματα ομογενοποιούνται στην υγρή φάση και οι θερμοκρασίες (T_h) κυμαίνονται από 320 έως 378°C , με ένα μέγιστο στους 320°C (Σχ. 8). Σε ορισμένες περιπτώσεις, κατά τη διάρκεια της θέρμανσης των ρευστών εγκλεισμάτων στο εργαστήριο, παρατηρήθηκε το φαινόμενο της καταστροφής (decrepitation).

Οι πιέσεις των εγκλεισμάτων στη θερμοκρασία ομογενοποίησης είναι σχετικά χαμηλές και υπολογίστηκε ότι κυμαίνονται από 108 έως 207 bar. Από το διάγραμμα συσχέτισης θερμοκρασίας



Σχήμα 8. Ιστόγραμμα των θερμοκρασιών ομογενοποίησης των ρευστών εγκλεισμάτων στους αμέθυστους της περιοχής Δαδιάς-Σουφλίου.



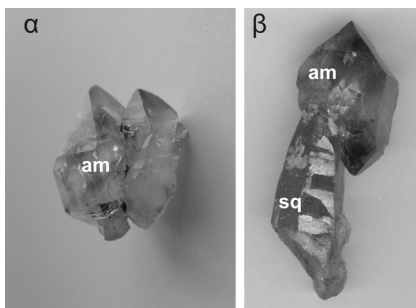
Σχήμα 9. Διάγραμμα συσχέτισης θερμοκρασιών ομογενοποίησης και αλατότητας των ρευστών εγκλεισμάτων στους αμέθυστους της περιοχής Δαδιάς-Σουφλίου.

ομογενοποίησης και αλατότητας (Σχ. 9) προκύπτει ότι η πιθανή πορεία εξέλιξης των διαλυμάτων που συνδέονται με τη γένεση του αμέθυστου είναι η ψύξη, όπως και στην περίπτωση των αμεθυστών της περιοχής Σαπών.

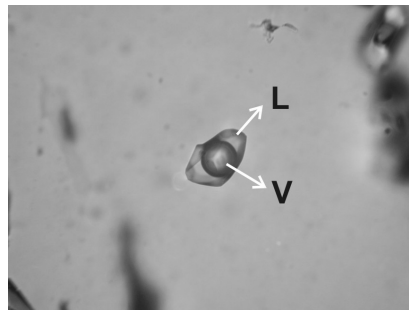
6 ΑΜΕΘΥΣΤΟΙ ΑΠΟ ΤΟ Κ. ΝΕΥΡΟΚΟΠΙ-ΜΙΚΡΟΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ

Μεγάλοι ιδιόμορφοι πρισματικοί κρύσταλλοι αμέθυστου αναπτύσσονται στα κενά αλπινότυπων (alpine type) χαλαζιακών φλεβών κατά μήκος διακλάσεων μέσα στους σχιστόλιθους και τους γνεύσιους της μάζας της Ροδόπης στην περιοχή Δασωτού στο Κ. Νευροκόπι Δράμας. Οι αλπινότυπες ορυκτολογικές παραγενέσεις σε διακλάσεις στην Ελλάδα συνδέονται με τα τελευταία στάδια της εξέλιξης της Αλπικής ορογένεσης και σχετίζονται με εφελκυστικές τάσεις και με ανάδυση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων (Κίλιας κ.ά. 2004, Βουδούρης κ.ά. 2005).

Οι αμέθυστοι του Κ. Νευροκοπίου έχουν ένα έντονο βαθύ ιώδες χρώμα και απαντούν σε ποικιλία μορφών και συμφύσεων (Σχ. 10), με μήκος κρυστάλλων που σε ορισμένες περιπτώσεις ξεπερνάει τα 10 cm. Ο αμέθυστος συμφύεται με «καπνία» χαλαζία, ενώ σπανιότερα έχουν βρεθεί και διπλαπόληκτοι κρύσταλλοι (Σχ. 10β). Συχνά παρατηρούνται εντυπωσιακά «σκήπτρα», όπου κρύσταλλοι αμέθυστου αναπτύσσονται επάνω σε κρυστάλλους «καπνία» (Σχ. 10β). Όλα αυτά τα χαρακτηριστικά σε συνδυασμό με τον έντονο χρωματισμό τους, κατατάσσουν τους αμέθυστους του Κ. Νευροκοπίου σε παγκόσμιου επιπέδου πολύτιμους λίθους (Σαπουντζής & Χριστοφίδης 1982, Voudouris et al. 2004).



Σχήμα 10. α. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι αμέθυστου (am). β. «Σκήπτρο» καπνία (sq) και αμέθυστου (am) στην περιοχή Κ. Νευροκοπίου. Μήκος φωτογραφίας 10 cm.



Σχήμα 11. Διφασικό (L,V) ρευστό έγκλεισμα σε αμέθυστο στην περιοχή Κ. Νευροκοπίου. Μήκος φωτογραφίας 0,5 mm.

Μελέτες σχετικά με τα ρευστά εγκλείσματα σε αλπινότυπους (alpine-type) χαλαζίες από δικλάσεις του Πεντελικού όρους και της νήσου Εύβοιας έχουν δημοσιευθεί πρόσφατα από τους Κίλιας κ.ά. (2005) και Βουδούρης κ.ά. (2005). Στην παρούσα μελέτη δίνονται στοιχεία από τα αποτελέσματα των μικροθερμομετρικών αναλύσεων στους αμέθυστους Κ. Νευροκοπίου.

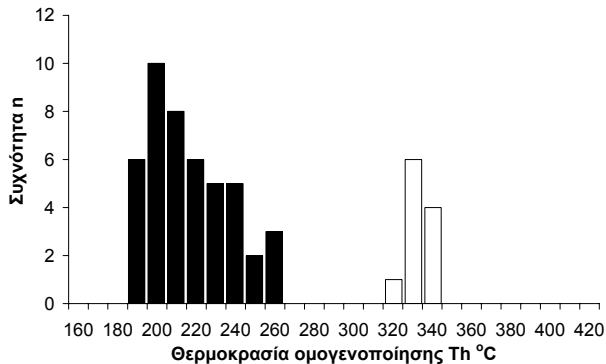
Με βάση τις φάσεις που παρατηρούνται στα ρευστά εγκλείσματα σε θερμοκρασία δωματίου και τη συμπεριφορά τους κατά τη διάρκεια της θέρμανσης και της ψύξης, διακρίνονται δύο τύποι ρευστών εγκλεισμάτων: ο τύπος 1 και ο τύπος 2.

Ο τύπος 1 περιέχει μία υγρή υδάτινη φάση (L) και μία αέρια φάση (V) σε μορφή φυσαλίδας που καταλαμβάνει όγκο από 10 έως 20% του εγκλείσματος. Το μέγεθος των εγκλεισμάτων φθάνει έως 42 μm και το σχήμα τους είναι συνήθως επιμηκυσμένο, ωοειδές ή ελλειψοειδές. Σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρούνται εγκλείσματα με μορφή αρνητικού κρυστάλλου. Τα ρευστά εγκλείσματα του τύπου 1 που μελετήθηκαν, πληρούν τις προϋποθέσεις για να χαρακτηριστούν ως πρωτογενή και ψευδοδευτερογενή με βάση τον Roedder (1984) και έτσι είναι κατάλληλα για μικροθερμομετρική ανάλυση. Εντοπίστηκαν και δευτερογενή εγκλείσματα που αναπτύσσονται κατά μήκος επουλωμένων διαρρήξεων (healed fractures). Τα εγκλείσματα αυτά δεν αναλύθηκαν αφού σχηματίζονται μετά το σχηματισμό του κρυστάλλου. Φαινόμενα αποχωρισμού (necking down) και διαφυγής (leaking) στα ρευστά εγκλείσματα παρατηρούνται συχνά, κυρίως στα δευτερογενή.

Οι αρχικές θερμοκρασίες τήξης του πάγου είναι περίπου $-21,0^{\circ}\text{C}$, θερμοκρασία που αντιστοιχεί στο ευκτητικό σημείο του συστήματος $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Shepherd et al. 1985) και άρα το NaCl είναι το κύριο συστατικό του υδάτινου διαλύματος. Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) κυμαίνονται από $-0,8$ έως $-1,2^{\circ}\text{C}$. Σύμφωνα με τον Bodnar (1993) οι θερμοκρασίες αυτές στο σύστημα $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ δείχνουν πολύ χαμηλή αλατότητα από 1,4 έως 2,1 κβ% ισοδ. NaCl .

Με βάση τις 45 μικροθερμομετρικές αναλύσεις που έγιναν στα εγκλείσματα Τύπου 1, προέκυψε ότι ομογενοποιούνται στην υγρή φάση σε θερμοκρασίες (T_h) που κυμαίνονται από 193 έως 267°C , με ένα μέγιστο στους 200°C (Σχ. 12). Σε ελάχιστες περιπτώσεις, κατά τη διάρκεια της θέρμανσης

των ρευστών εγκλεισμάτων στο εργαστήριο παρατηρήθηκε το φαινόμενο της καταστροφής (decrepitation).



Σχήμα 12. Ιστογράμματα των θερμοκρασιών ομογενοποίησης των ρευστών εγκλεισμάτων Τύπου 1 (μαύρο) και Τύπου 2 (λευκό) στους αμέθυστους της περιοχής Κ. Νευροκοπίου.

Ο Τύπος 2 στη θερμοκρασία δωματίου περιέχει δύο φάσεις, μία υδάτινη L (H₂O) και μία αέρια V (CO₂-H₂O), ενώ δεν παρατηρείται η υγρή φάση του CO₂. Μόνο κατά την ψύξη γίνονται εμφανείς οι δύο φάσεις του CO₂. Το μέγεθος των εγκλεισμάτων κυμαίνεται από 9 έως 65 μm και έχουν συνήθως μορφή αρνητικού κρυστάλλου, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρήθηκαν και επιμηκυσμένα εγκλείσματα. Συνολικά έγιναν 15 μικροθερμομετρικές αναλύσεις στον Τύπο 2.

Οι θερμοκρασίες τήξης της στερεάς φάσης του CO₂ είναι περίπου -57° C, πολύ κοντά στο τριπλό σημείο του καθαρού CO₂ (-56,6° C) και άρα οι

προσμίξεις CH₄ ή άλλων αερίων είναι ασήμαντες. Οι θερμοκρασίες τήξης του clathrate δεν ήταν δυνατό να προσδιοριστούν. Οι αλατότητες των διαλυμάτων κυμαίνονται από 2,6 έως 6,7 κβ% ισοδ. NaCl και υπολογίστηκαν με βάση τις θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m = -1,2 έως -4,1° C). Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης της φάσης του CO₂ κυμαίνονται από 20,8 έως 22,0° C που δείχνουν ότι η πυκνότητα του CO₂ είναι 0,19 gr/cm³. Οι θερμοκρασίες ολικής ομογενοποίησης στην υγρή φάση, κυμαίνονται από 324 έως 343° C, με ένα μέγιστο στους 330° C, και οι πυκνότητες των διαλυμάτων είναι 0,75 έως 0,94 gr/cm³.

Όπως προκύπτει από τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων, οι αμέθυστοι της περιοχής Κ. Νευροκοπίου σχηματίστηκαν από δύο μη αναμιγνύόμενα ρευστά με διαφορετικό χημισμό, ένα υδάτινο διάλυμα με μικρή αλατότητα και ένα ρευστό πλούσιο σε CO₂ με μικρή επίσης αλατότητα. Για να διαπιστωθούν οι ακριβείς συνθήκες σχηματισμού των αμεθύστων της περιοχής μελέτης, όπως πίεση, θερμοκρασία και σύσταση των διαλυμάτων (P, T, X) μελλοντικά θα συνεχιστούν οι μετρήσεις.

7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα μελέτη δίνει νέα στοιχεία σχετικά με τις συνθήκες γένεσης των αμέθυστων από τρεις περιοχές της Β. Ελλάδας. Παρόμοιες μελέτες έχουν γίνει πρόσφατα από τους Gilg et al. (2003) για το γνωστό κοίτασμα αμέθυστου από το Ametista de Sol της Βραζιλίας που σχετίζεται με βασαλτικά πετρώματα. Οι μικροθερμομετρικές μετρήσεις έδειξαν πολύ χαμηλές αλατότητες, έως 2 κβ% ισοδ. NaCl και χαμηλές θερμοκρασίες ομογενοποίησης κάτω από 100° C. Η μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων στην περιοχή Kyongsang στη Ν. Κορέα (Yang et al. 2001) έδειξε θερμοκρασίες σχηματισμού 280-400° C και πιέσεις περίπου 1kb.

Η μικροθερμομετρική συγκριτική μελέτη των αμέθυστων από περιοχές της Περιφερειακής ζώνης στη Θράκη στις Σάπες και στο Σουφλί, έδειξε ότι υπάρχουν αρκετές ομοιότητες μεταξύ τους. Κοινά χαρακτηριστικά αποτελούν οι πολύ χαμηλές πιέσεις των εγκλεισμάτων στη θερμοκρασία ομογενοποίησης. Στους αμέθυστους από τις Σάπες οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης είναι χαμηλότερες (210° C), ενώ σε εκείνες από το Σουφλί υψηλότερες (340° C). Και στις δύο περιπτώσεις υπολογίστηκε ότι οι αλατότητες των διαλυμάτων ήταν πολύ μικρές λόγω συμμετοχής μετεωρικού νερού στα υδροθερμικά συστήματα και θεωρείται ότι η πιθανή πορεία εξέλιξης των διαλυμάτων που συνδέονται με τη γένεση των αμεθύστων ήταν η ψύξη.

Οι αμέθυστοι από τη μάζα της Ροδόπης στο Κ. Νευροκόπι δείχνουν διαφορετικά χαρακτηριστικά αφού σχηματίστηκαν από δύο μη αναμιγνύόμενα ρευστά με διαφορετικό χημισμό, ένα υδάτινο διάλυμα με μικρή αλατότητα και ένα ρευστό πλούσιο σε CO₂ με μικρή επίσης αλατότητα. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης για τα εγκλείσματα του Τύπου 1 είναι από 193 έως 267° C, με ένα μέγιστο στους 200° C και για του Τύπου 2 είναι από 324 έως 343° C με ένα μέγιστο στους 330° C.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστίες οφείλονται στον Καθηγητή Κ. Bogdanov του Πανεπιστημίου Σόφιας για την την κατασκευή των διπλά στιλβωμένων τομών ειδικών για τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων και τους δύο κριτές για τις εποικοδομητικές παρατηρήσεις τους και τη βελτίωση του τελικού κειμένου.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Βουδούρης Π., Κατερινόπουλος Α., Κίλιας Σ., Μέλφος Β., Δέτση Κ. & Βασταρδή Α. 2005. Ορυκτολογικές - μικροθερμομετρικές μελέτες σε χαλαζιακές φλέβες της νήσου Εύβοιας. Πρακτικά του 2ου Συνεδρίου της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας. (υπό εκτύπωση)
- Κίλιας Σ., Βουδούρης Π., Κατερινόπουλος Α. & Καβούρη Σ. 2004. Μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων σε αλπινότυπους χαλαζίες από διακλάσεις του Πεντελικού όρους. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XXXVI, 2.
- Κουρής Χ. 1980. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Μέση-Ξυλαγανή, κλίμακα 1:50.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Μαγκανάς Α. 1988. Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιμεθοδικής Ζώνης στην περιοχή της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 332σ.
- Παπαδόπουλος Π. 1980. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Φέρες-Πέπλος-Αίνοσ, κλίμακα 1:50.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Παπαδόπουλος Π. 1982. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Μαρώνια, κλίμακα 1:50.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Πομόνη-Παπαϊωάννου Φ. & Παπαδόπουλος Π. 1988. Ιζηματολογική μελέτη των ανθρακικών πετρωμάτων της Μεταϊζηματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης (ΝΑ Ροδόπη). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XX, 2, 429-447.
- Σαπουντζής Η. & Χριστοφίδης Γ. 1982. Ορυκτοδιαγνωστική. Α.Π.Θ. Θεσσαλονίκη, 239 σ.
- Arıkas K. & Voudouris P. 1998. Hydrothermal alterations and mineralisations of magmatic rocks in the south-eastern Rhodope Massif. *Acta Vulcanologica*, 10, 353-365
- Bakker R.J. 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194, 3-23.
- Bodnar R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of the H₂O-NaCl solutions. *Geochim et Cosmochim Acta*, 57, 683-684
- Bridges P.S., Gordon M.J., Michael C. & Ampatzoglou M. 1997. Gold mineralisation at Sapes, Northern Greece. *Europe's Major Gold Deposits. Irish Association for Economic Geology*, 95-107.
- Christofides G. 1996. Tertiary magmatism in the Greek Rhodope Massif, northern Greece: granitic plutons. In: Knezevic, Krstic (eds) *Terranes of Serbia. The Formation of the Geologic Framework of Serbia and the Adjacent Regions*. Belgrade, 155-160
- Christofides G., Eleftheriadis G. & Esson J. 1990. Preliminary results on the magmatic evolution on the island of Samothraki granite (Thrace, Northeastern Greece). *Geol. Rhodopica*, 2, 213-226.
- Christofides G., Pecskay Z., Eleftheriadis G., Soldatos T. & Koroneos A. 2004. The Tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, Northeastern Greece): Petrology and K/Ar geochronology. *Geol. Carpathica*, 55, 397-409.
- Christofides G., Soldatos T., Eleftheriadis G. & Koroneos A. 1998. Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. *Acta Vulcanologica*, 10, 305-318
- Crawford M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Hollister L.S. & Crawford M.L. (eds), *Short course in fluid inclusions: applications to petrology*, 75-100.
- De Boorder H., Spakman W., White S.H. & Wortel M.J.R. 1998. Late Cenozoic mineralisation, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 569-575
- 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. Min. Abh.*, 159, 113-135
- Dimadis E. & Zachos S. 1989. Geological and tectonic structure of the metamorphic basement of the Greek Rhodope. *Geol Rhodopica*, 1, 122-130
- Eleftheriadis G. 1990. Petrology and geochemistry of the Oligocene volcanic rocks from the Central Rhodope Massif (N.Greece). *Geol. Rhodopica* 2, 180-196
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. & Villari L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol Soc London, Spec. Publ.*, 17, 687-699
- Gilg H.A., Morteani G., Kostitsyn Y., Preinfalk C., Gatter I. & Strieder A.J. 2003. Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil): a fluid inclusion, REE, oxygen, carbon, and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. *Mineral. Deposita*, 38, 1009-1025
- Innocenti F., Kollios N., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo G., Rita F. & Villari L. 1984. Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in Northeastern Greece. *Bull. Volcan.*, 47, 25-37.
- Jones C.E., Baker J.H., Tarney J. & Gerouki F. 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, N. Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? *Tectonophysics*, 210, 295-314.

- MacDonald, A.J. & Spooner E.T.C. 1981. Calibration of a Linkam TH 600 programmable heating-cooling stage for microthermometric examination of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 76, 1248-1258.
- Michael C., Perdikatsis V., Dimou E. & Marantos I. 1995. Hydrothermal alteration and ore deposition in epithermal precious metal deposit of Agios Demetrios, Konos area, Northern Greece. *Geol. Soc. Greece, Special Public.* 4, 778-782.
- Mposkos E. & Kostopoulos D. 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 497-506.
- Mposkos E. & Krohe A. 2000. Petrological and structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope Domain (N. Greece), in: I. Panayides, C. Xenophontos, J. Malpas (Eds.), *Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean*, Geological Survey of Cyprus, Nicosia, 221-232.
- Mposkos E. & Liati A. 1993. Metamorphic evolution of metapilites in the high-pressure terrane of the Rhodope zone, Northern Greece. *Can. Mineral.*, 31, 401-424.
- Pe-Piper G., Christofides G. & Eleftheriadis G. 1998. Lead and neodymium isotopic composition of Tertiary igneous rocks of northeastern Greece and their regional significance. *Acta Vulcanologica*, 10, 255-263.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, vol. 12, Mineralogical Society of America, 646p.
- Shaw A.J. & Constantinides D.C. 2001. The Sapes gold project. *Bull. Geol. Soc. Greece XXXIV/3*, 1073-1080.
- Shepherd T., Rankin A. & Alderton D. (1985). *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie and Son, Glasgow, 239p.
- Shepherd T.J. 1981. Temperature-programmable, heating-freezing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 76, 1244-1247.
- Soldatos T. & Christofides G. 1986. Rb-Sr geochronology and origin of the Elatia pluton, central Rhodope, North Greece. *Geologica Balcanica*, 16 (1), 15-23.
- Voudouris P. & Katerinopoulos A. 2004. New occurrences of mineral megacrysts in Tertiary magmatic-hydrothermal and epithermal environments in Greece. *Documenta Naturae*, 151, 1-21
- Voudouris P., Katerinopoulos A. & Melfos V. 2004. Alpine-type fissure minerals in Greece. *Documenta Naturae*, 151, 23-45.
- Voudouris P. 1993. Mineralogische, mikrothermometrische und geochemische Untersuchungen an Epithermalen Au-Ag-Gangmineralisationen bei Kassiteres/Sape (Nordostgriechenland). *Universität Hamburg*. 218p.
- Yang K.H., Yun S.H. & Lee J.D. 2001. A fluid inclusion study of an amethyst deposit in the Cretaceous Kyongsang Basin, South Korea. *Mineral. Magazine*, 65, 477-487.

ABSTRACT

FLUID INCLUSION STUDIES IN AMETHYSTS FROM MACEDONIA AND THRACE: SAPES, SOUFLI, K. NEVROKOPI

Melfos V.

Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, Faculty of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24, Thessaloniki, melfos@geo.auth.gr

Fluid inclusion studies from amethysts in Sapes show very low salinities (0.9-1.9 wt% equiv NaCl) and homogenization temperatures from 188 to 246° C. The amethysts from Soufli were formed from fluids with low salinities (0.5-1.9 wt% equiv NaCl) at temperatures 320-378° C. Both amethyst occurrences are interpreted to have been formed due to temperature decreasing from meteoric hydrothermal solutions activated in the volcanic terrains of Thrace. The amethysts from K. Nevrokopi were formed from two immiscible fluids. The first fluid contains H₂O-NaCl with salinities 1.4-2.1 wt% equiv NaCl and homogenization temperatures 193-267° C. The second fluid contains H₂O-NaCl-CO₂ with salinities 2.6-6.7 wt% equiv NaCl and homogenization temperatures 324-343° C.