

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΕΣ - ΜΙΚΡΟΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ ΣΕ ΕΦΕΛΚΥΣΤΙΚΕΣ ΔΙΑΚΛΑΣΕΙΣ ΚΑΙ ΧΑΛΑΖΙΑΚΕΣ ΦΛΕΒΕΣ ΤΗΣ ΝΟΤΙΑΣ ΕΥΒΟΙΑΣ

Βουδούρης Π.¹, Κατερινόπουλος Α.¹, Κίλιας Σ.¹, Μέλφος Β.², Δέτση Κ.¹ και Βασταρδή Α.¹

¹ Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Ε.Κ.Π.Α. 157 84 Αθήνα, voudouris@geol.uoa.gr, akaterin@geol.uoa.gr, kilias@geol.uoa.gr, kdetsi@hotmail.com

² Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 541 24, Θεσσαλονίκη, melfosv@geo.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην Νότιο Εύβοια εντοπίστηκαν χαλαζιακές φλέβες που πληρούν εφελκυστικές διακλάσεις εντός ορθογενευσίων και μεταβασιτών της τεκτονικής ενότητας Όχης. Οι φλέβες αποτελούνται από συμπαγές χαλαζιακό υπόβαθρο πάνω στο οποίο αναπτύσσονται ιδιόμορφοι κρύσταλλοι χαλαζία, καθώς επίσης και πληθώρα ορυκτών όπως αδουλάριος, αλβίτης, χλωρίτης, ακτινόλιθος, αιματίτης, ρουτίλιο, επίδοτο, ασβεστίτης, τιτανίτης και ζirkόνιο. Μικροθερμομετρικές μελέτες στο χαλαζιακό υλικό έδωσαν θερμοκρασίες ομογενοποίησης (T_h) των εγκλεισμάτων στο θερμοκρασιακό εύρος 140-212 °C, και αλατότητες από 0,2 έως 12,7 κ.β.% ισοδ. NaCl. Τα μικροθερμομετρικά δεδομένα σε συνδυασμό με θερμοκρασίες όπως προκύπτουν από την εφαρμογή των γεωθερμομέτρων χλωρίτη και μικροκλινή/αλβίτη, υποδεικνύουν αρχικές συνθήκες P-T παγίδευσης των εγκλεισμάτων μεταξύ 290 και 350 °C, και 3,5 έως 1,5 kbar. Η περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται από μια πορεία σχεδόν ισόθερμης αποσυμπίεσης από συνθήκες HP-LT μεταμόρφωσης σε συνθήκες κατώτερης πραιοσχοιστολιθικής φάσης, και στη συνέχεια από μια απότομη ψύξη σε θερμοκρασίες έως ~140 °C και σε πιέσεις <0,5kbar λόγω της εισχώρησης μετεωρικών νερών εντός του φλοιού. Η παραπάνω πορεία χαρακτηρίζει τη μετάβαση από ένα πλαστικο-θραυσιγενές έως το θραυσιγενές τεκτονικό καθεστώς λόγω της τεκτονικής ανύψωσης και εκταφής των κυανοσχοιστολίθων της Νότιας Ευβοίας.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Συστήματα διακλάσεων που απαντούν στα μεταμορφικά συμπλέγματα των Άλπεων, των Ιμαλαίων, καθώς επίσης και των πολικών Ουραλίων, της Νορβηγίας και του Αρκάνσας, περιέχουν μακροκρυστάλλους ορυκτών που ονομάζονται αλπικά ή αλπινότυπα λόγω του σχηματισμού τους στις τελευταίες τεκτονομεταμορφικές φάσεις των ηπειρωτικών συγκρούσεων έως και τις τελευταίες μετακινηματικές εφελκυστικές συνθήκες (Stalder & Touray 1970, Mullis 1975, 1996). Τα αλπινότυπα ορυκτά και ιδιαίτερα οι χαλαζίες αποτελούν εξαιρετικό υλικό που καταγράφουν μέσω των ρευστών εγκλεισμάτων τον χαρακτήρα των διαλυμάτων που κυκλοφόρησαν στο φλοιό της γης κατά τα τελευταία στάδια της ηπειρωτικής σύγκρουσης (Mullis et al. 1994). Η παρουσία αλπινότυπων ορυκτών σε ιδιόμορφους και ευμεγέθεις κρυστάλλους εντός διακλάσεων είναι μέχρι πρόσφατα ελάχιστα γνωστή για τον Ελλαδικό χώρο (Niedermayer 1993, Wendel & Kapelas 1997). Τα παραπάνω ήταν αφορμή να ξεκινήσει συστηματική έρευνα σε μεταμορφωμένα πετρώματα της Ελλάδας που οδήγησε στην ανακάλυψη πληθώρας θέσεων με αλπινότυπα ορυκτά (Voudouris et al. 2004). Στην παρούσα μελέτη περιγράφονται οι ορυκτολογικές παραγενέσεις που εντοπίστηκαν σε διακλάσεις και χαλαζιακές φλέβες εντός μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Νότιας Εύβοιας. Πραγματοποιήθηκαν μελέτες ρευστών εγκλεισμάτων σε κρυστάλλους χαλαζία που αποσκοπούν στη διερεύνηση των φυσικοχημικών συνθηκών σχηματισμού τους και στην ένταξη τους στο γενικότερο πλαίσιο της γεωτεκτονικής εξέλιξης της Εύβοιας και της Απικοκυκλαδικής μάζας.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Η περιοχή δειγματοληψίας στην Νότιο Εύβοια (μεταξύ Κριεζών και Κόσκινων), ανήκει γεωτεκτονικά στο τεκτονικό κάλυμμα των κυανοσχοιστολίθων του συμπλέγματος μεταμορφικού πυρήνα της

Αττικοκυκλαδικής. Στις Κυκλάδες μετά από μια αρχική συμπίεστική φάση της Αλπικής ορογένεσης που συνοδεύτηκε από καθολική μεταμόρφωση υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας (~15 kbar, 450-500 °C) και έλαβε χώρα στο Ανώτερο Κρητηδικό-Μέσο Ηώκαινο (60-70 έως 45-50 Ma), ακολούθησε (25-10 Ma) ανάδυση των πετρωμάτων που συνοδεύτηκε από καθολική μεταμόρφωση σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής/αμφιβολιτικής φάσης (4-7 kbar, 440-470 °C, τοπικά έως 650 °C) (Altherr & Schliestedt 1979, Baltatzis 1996, Bröcker & Franz 1998, Bröcker & Enders 1999). Ειδικότερα, στη Νότιο Εύβοια η γεωθερμοβαρομετρία υποδεικνύει μια πορεία ανάδυσης που συνοδεύτηκε από ψύξη κατά την διάρκεια αποσυμπίεσης από την επιδοτική-κυανοσχιστολιθική φάση ($T_{max} \sim 450$ °C, $P_{min} \sim 11$ kbar) στην πουμπελλυϊτική-ακτινολιθική φάση ($T_{max} \sim 350$ °C, $P_{max} \sim 8$ kbar) (Katzir et al. 2000, Shaked et al. 2000). Στην Αττικοκυκλαδική μάζα η αλλόχθονη κυανοσχιστολιθική ενότητα αποτελείται από μάρμαρα με ενδιστρώσεις μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, και μεταβαίνει προς τα άνω σε μια σειρά πλούσια σε χαλαζίτες που περιλαμβάνει βασικής και όξινης σύστασης ηφαιστειακά και οφιολιθικά τεμάχια (Papanikolaou 1987). Η κυανοσχιστολιθική ενότητα καλύπτει την αυτόχθονη βασική ενότητα του Αλμυροποτάμου που αποτελείται από Μεσοζωικούς ασβεστολίθους και εμφανίζεται στις περιοχές Πανόρμου/Τήνου και Αλμυροποτάμου/Ευβοίας.

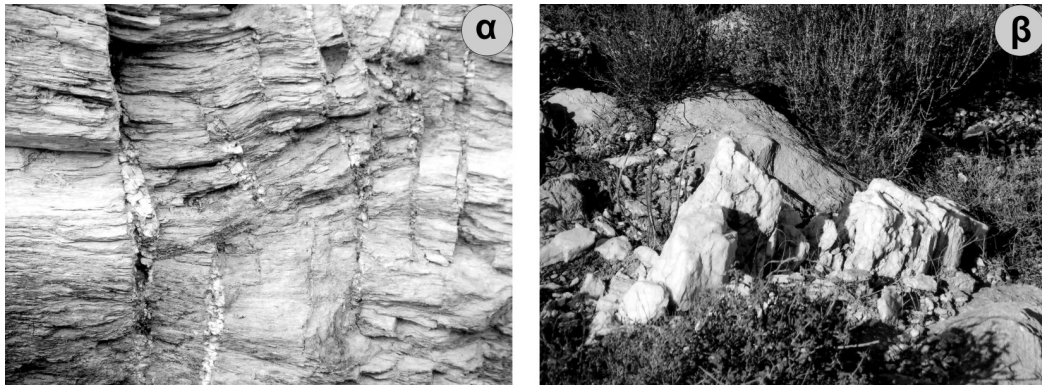
Στην Εύβοια το τεκτονικό κάλυμμα των κυανοσχιστολίθων αποτελούν δύο σειρές, η υποκείμενη των Στύρων και η υπερκείμενη της Όχης (Κατσικάτσος 1991). Η τεκτονική ενότητα Στύρων (με πάχος που υπερβαίνει το 1km) είναι μία σειρά μεσοστρωματωδών μαρμάρων και σιπολινών με ενδιστρώσεις μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, που τοπικά μεταβαίνουν σταδιακά σε χαλαζίτες. Υπόκειται τεκτονικά της ενότητας Όχης και υπέρκειται του μεταφλύσχη ή των μαρμάρων της αυτόχθονης ενότητας του Αλμυροποτάμου. Η τεκτονική ενότητα της Όχης (πάχος > 1km) αποτελείται στη περιοχή έρευνας από μωσχοβιτικούς, επιδοτικούς, χλωριτικούς, γλαυκοφαντικούς και χαλαζιακούς σχιστολίθους με ενδιστρώσεις μαρμάρων, μεταβασιτών, μεταρυσολίθων-μεταγρανιτοειδών και παρεμβολές χαλαζιτών (Shaked et al. 2000). Οι εφελκυστικές διακλάσεις που μελετήθηκαν στην παρούσα μελέτη έχουν γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και απαντούν σε πληθώρα πετρωμάτων της Ενότητας Όχης, όπως γνεύσιοι, αμφιβολίτες, χαλαζίτες, μεταπηγματίτες, μάρμαρα, χλωριτικοί σχιστολίθοι, κλπ. Ιδιαίτερα πλούσιες σε ορυκτά είναι οι διακλάσεις που απαντούν εντός γνεύσιων (μεταρυσολίθων-μεταγρανιτοειδών) και μεταβασιτών που συνδέονται με τον Περμο-Τριαδικό μαγματισμό που έλαβε χώρα ταυτόχρονα με την ηπειρωτική διάνοιξη των εσωτερικών Ελληνίδων (Katzir et al. 2000, Piper & Piper 2002).

3 ΑΝΑΛΥΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

Ορυκτολογικοί-ορυκτοχημικοί προσδιορισμοί έγιναν (α) μέσω μικροαναλύσεων που πραγματοποιήθηκαν με συσκευή JEOL JSM-840 Microscope και Oxford ISIS 300 Microanal system στον Τομέα Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, (β) με τη μέθοδο περιθλασιμετρίας ακτίνων Χ (XRD) στα εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, με συσκευή X-Rays Diffraction της Siemens D-500 σε λυχνία Cu και μονοχρωμάτορα γραφίτη. Μετρήσεις ρευστών εγκλεισμάτων έγιναν σε εννέα δείγματα διπλοστιλβωμένων λεπτών τομών με συσκευή Linkam THMS600/TP92 στον Τομέα Γεωχημείας-Οικονομικής Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών.

4 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

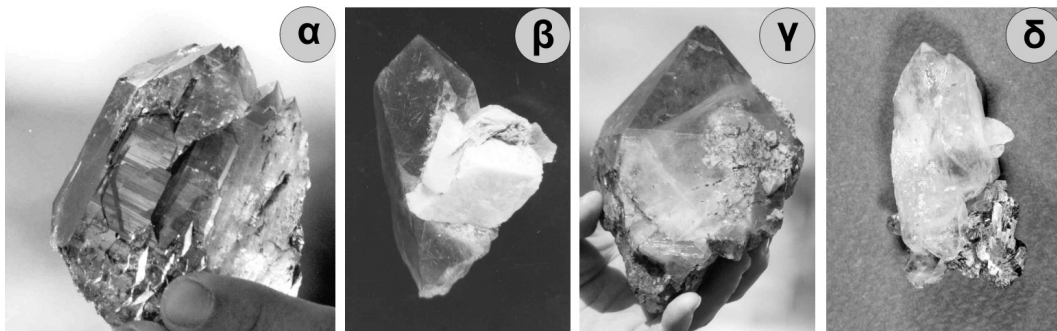
Οι εφελκυστικές διακλάσεις στη περιοχή μελέτης επικαλύπτουν τις κύριες δομές της Αλπικής συμπίεστικής παραμόρφωσης και συνήθως αντιστοιχούν σε σύστημα θραυσιγενών ρωγμών κλιμακωτής διάταξης που αναπτύσσονται κάθετα στη σχιστότητα (Σχ. 1). Απαντούν σε επιμηκυσμένη ή σιγμοειδή μορφή και πληρούνται από χαλαζιακές φλέβες, το πάχος των οποίων κυμαίνεται μεταξύ λίγων cm και περίπου 1m, ενώ το ορατό μήκος τους φθάνει μέχρι 5m. Χαρακτηριστικό των φλεβών είναι η αρχική απόθεση συμπαγούς χαλαζία και η τελευταία απόθεση ιδιόμορφων κρυστάλλων σε κενά. Συχνά η ζώνη συμπαγούς χαλαζία μεταβαίνει προς τα έξω σε σερικιτωμένο, και τέλος σε υγιές πέτρωμα. Σε άλλες περιπτώσεις η ζώνη σερικιτώσεως και ο συμπαγής χαλαζίας απουσιάζουν και οι κρύσταλλοι έρχονται σε επαφή με το υγιές πέτρωμα. Λατυποποίηση κατά την διάρκεια σχηματισμού των φλεβών και δομές παραμόρφωσης όπως σιγμοειδούς σχήματος κρύσταλλοι χαλαζία, καθώς και θραύση ακόμα και ιδιόμορφων κρυστάλλων χαλαζία είναι συχνά φαινόμενα και υποδεικνύουν πλαστικοθραυσιγενείς έως θραυσιγενείς τεκτονικές συνθήκες κατά τη διάρκεια σχηματισμού τους.



Σχήμα 1. α, β. Σύστημα χαλαζιακών φλεβών πληροών εφελκυστικές διακλάσεις που αναπτύσσονται κάθετα στη σχιστότητα ορθογενεσιών. Στο κέντρο τους παρατηρείται σχηματισμός κρυστάλλων χαλαζία.

5 ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

Ο **χαλαζίας** απαντά σε ποικιλία μορφών και συνδυασμών με μέγεθος κρυστάλλων που κυμαίνεται από λίγα cm έως 20cm. Ιδιόμορφοι πρισματικοί κρύσταλλοι αναπτύσσονται στα κενά των διακλάσεων όπου κυρίως απαντά σε διάφανη μορφή (ορεία κρύσταλλος), σε μορφή καπνία ή πράσιου (λόγω της ύπαρξης εγκλεισμάτων χλωρίτη και ακτινόλιθου). Συχνά εντοπίστηκαν διπλοαπόληκτοι κρύσταλλοι με μορφή κολυμβητών στο εσωτερικό των εγκοίλων. Παρατηρήθηκαν διάφορες μορφές κρυστάλλων σε αντιστοιχία με τις Άλπεις (Mullis et al. 1994): Μορφές «σκήπτρων», «παράθυρων», «νημάτων», «ελίκων» (Gwindel) και μορφές «φαντάσματος» (λόγω εγκλεισμάτων χλωρίτη σε εσωτερικές επιφάνειες των χαλαζιών) είναι συνήθεις και αποτελούν δείκτες συγκεκριμένων συνθηκών που επικρατούσαν κατά την ανάπτυξη τους (Σχ. 2). Ο συνδυασμός νημάτων με ελικοειδείς μορφές είναι πιθανόν μοναδικός παγκοσμίως. Διδυμίες με βάση τους νόμους Dauphinée και Brazil είναι συχνές ενώ σπανιότερα απαντά η Ιαπωνική διδυμία. Αρκετοί κρύσταλλοι είναι σπασμένοι και επουλωμένοι και παρουσιάζουν ανακρυστάλλωση.



Σχήμα 2. α. Διπλοαπόληκτος ελικοειδής κρύσταλλος καπνία χαλαζία (Gwindel), (β) Σύμφυση καπνία και αδουλάριου (μέγεθος χαλαζία 4cm), (γ) Σύμφυση καπνία και αλβίτη, (δ) Σύμφυση χαλαζία (5cm) και αιματίτη.

Ο **αδουλάριος** σχηματίζει γαλακτώδεις-διαυγείς ρομβοεδρικούς κρυστάλλους του τύπου $Fel-s\delta bany$ (Smith 1974) μεγέθους έως 1cm. Οι κρύσταλλοι του αδουλάριου συμφύονται συχνά με διάφανο αλβίτη και χαλαζία (Σχ. 2β). Ο αδουλάριος επίσης συνοδεύεται από καπνία και αιματίτη και συχνά περιέχει εγκλείσματα χλωρίτη. Μικροαναλύσεις υπέδειξαν σύσταση ακραίου μέλους ($Ad_{100}Ab_0$) έως $Ad_{96}Ab_4$ (Πίν. 1). Μετρήσεις με XRD υποδεικνύουν μονοκλινείς φάσεις με μικρό ποσοστό τρικλινικότητας (Cerny & Charman 1986).

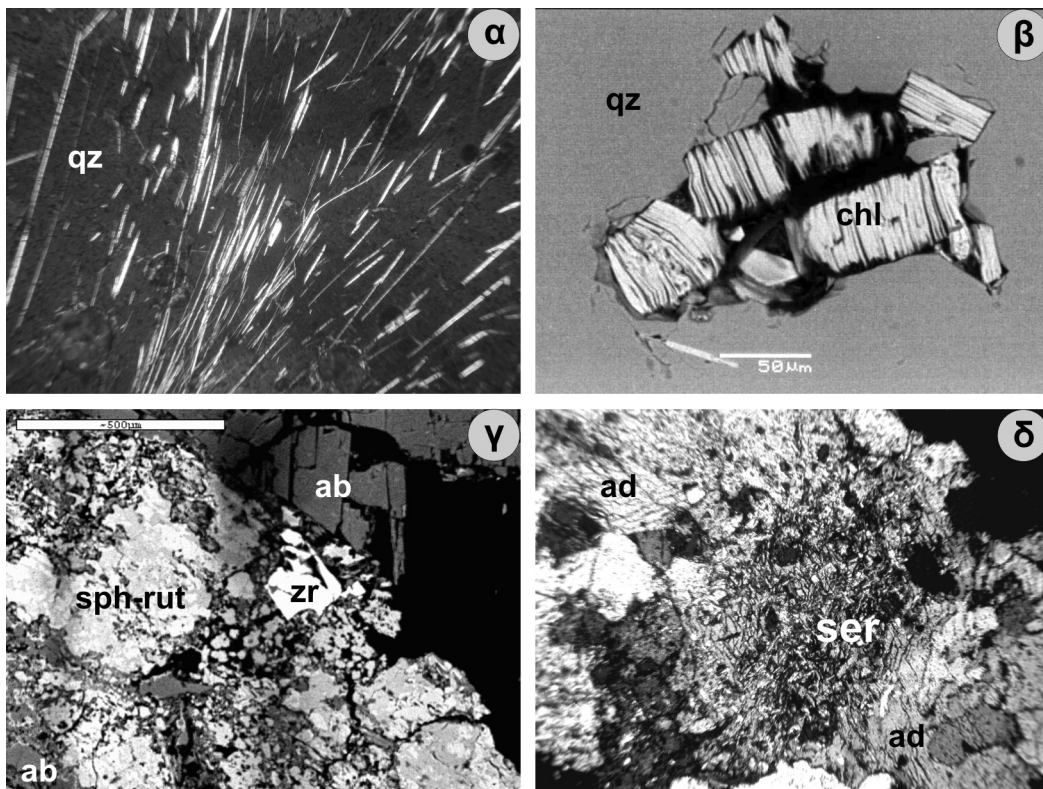
Ο **αλβίτης** σχηματίζει διαυγείς, λευκούς έως πράσινους κρυστάλλους (έως 6cm), οι τελευταίοι λόγω προσμίξεων με ακτινόλιθο ή χλωρίτη. Συνυπάρχει με αδουλάριο και καπνία (Σχ. 2γ) εντός των μεταρυσίτων και μεταπηγματιπικών φλεβών, καθώς και με χλωρίτη, επίδοτο και ασβεστίτη

εντός μεταβασιτών. Οι αλβίτες παρουσιάζουν διδυμίες (αλβίτικη και Manebach). Έχει σχεδόν ιδανική σύσταση ακραίου μέλους (Πιν. 1).

Αιματίτης, με την μορφή ρόδων (έως 3cm), όπως έχει εντοπιστεί και στις Αλπεις, συνυπάρχει με αδουλάριο, ορεία κρύσταλλο και καπνία (Σχ. 2δ).

Ο **χλωρίτης** είναι συχνός με μορφή εγκλεισμάτων σε χαλαζίες. Επίσης αποτελεί το τελευταίο ορυκτό που αποτίθεται στα έγκοιλα αφού συχνή είναι η παρουσία κρυστάλλων χαλαζία καλυμμένων από χλωρίτη. Μικροαναλύσεις (Πιν. 1) υποδεικνύουν λόγους Fe/Fe+Mg μεταξύ 0,42 και 0,46. Χαρακτηρίζονται σαν σιδηρούχα κλινόχλωρα (Bailey 1988). Εφαρμογή του γεωθερμομέτρου χλωρίτη που προτάθηκε από Cathelineau (1988) έδωσε εύρη θερμοκρασιών που κυμαίνονται μεταξύ 290-310 °C.

Ο **ακτινόλιθος** απαντά με μορφή εγκλεισμάτων σε χαλαζία και αλβίτη (Σχ. 3α). Επίσης αναπτύσσεται ελεύθερα στα έγκοιλα με μορφή βελονών σκούρου πράσινου χρώματος.



Σχήμα 3. (α) Βελονοειδείς κρύσταλλοι ακτινόλιθου εγκλείονται σε χαλαζία (qz), (+ Nicols, μήκος φωτογραφίας 1mm), (β) Εγκλείσματα χλωρίτη (chl) σε χαλαζία (qz), (μικροφωτογραφία SEM), (γ) Σύμψηση πιτανίτη (sph)-ρουτίλιου (rut), αλβίτη (ab) και ζirkόνιου (zr) εντός χαλαζία, (μικροφωτογραφία SEM, κλίμακα=500μm), (δ) Σύμψηση σερικίτη (ser) - αδουλάριου (ad) εντός χαλαζία, (+ Nicols, μήκος φωτογραφίας 1mm).

Ασβεστίτης: σύνηθες ορυκτό που αποτίθεται σαν τελευταία φάση που καλύπτει χαλαζία, χλωρίτη και επίδοτο σε διακλάσεις εντός μεταβασιτών. Απαντά σε σκαληνοεδρικούς κρυστάλλους μεγέθους έως 5cm. Μικροανάλυση έδωσε μικρά ποσά σε FeO (0,43 κ.β.%) , MnO (1,2 κ.β.%) και MgO (0,32 κ.β.%) (Πιν. 1).

Το **επίδοτο** εντοπίστηκε εντός γνευσιακών πετρωμάτων με μορφή εγκλεισμάτων σε χαλαζίες ή συνοδεύοντας αδουλάριο στα έγκοιλα. Μεταβασίτες από την ίδια περιοχή χαρακτηρίζονται από αφθονία αλβίτη, χλωρίτη, ασβεστίτη και κρυστάλλων επίδοτου με μέγεθος έως 5cm. Μικροανάλυση (Πιν. 1) έδωσε ποσοστό πιστακίτη 24 mol % (Ps₂₄).

Ρουτίλιο: σχηματίζει βελόνες (μεγέθους έως 3cm) που εγκλείονται εντός κρυστάλλων χαλαζία. Συνυπάρχει με χαλαζία-αιματίτη-αδουλάριο σε ορθογνεύσιους. Κρύσταλλοι χαλαζία εγκλείουν κόκ-

κους ρουτίλιου μαζί με τιτανίτη και ζιρκόνιο (Σχ. 3β). Μικροανάλυση ρουτίλιου έδωσε Al₂O₃ (0,12 κ.β.%), Fe₂O₃ (0,36 κ.β.%) and MnO (0,19 κ.β.%).

Ο **σερικήτης** εντοπίστηκε μαζί με χλωρίτη και μικροαναλύσεις του παρουσιάζονται στον πίνακα 1. Παρουσιάζει τιμές X_{Mg} μεταξύ 0,15 και 0,30, Si μεταξύ 3,15 και 3,51 και τριοκταεδρική πλήρωση μεταξύ 1,99 και 2,08 (στη βάση 11O). Αποτελεί συνδυασμό μεταξύ μοσχοβίτη και σελαδονίτη. Η απουσία ποσοστού πυροφυλλίτη υποδεικνύει θερμοκρασίες σχηματισμού περί τους 300 °C (γεω-θερμόμετρο Cathelineau 1988).

Ο **τιτανίτης** εντοπίστηκε σε μικροσκοπική μορφή εντός χαλαζία, όπου συμφύεται με ρουτίλιο, αλβίτη και ζιρκόνιο (Σχ. 3β).

Το **ζιρκόνιο** εντοπίστηκε μαζί με αλβίτη, ρουτίλιο και τιτανίτη εντός χαλαζία (Σχ. 3β).

Πίνακας 1. Επιλεγμένες αναλύσεις ορυκτών από διακλάσεις της νήσου Εύβοιας

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Mineral	ser	ser	ep	rut	ab	ab	ad	chl	chl	chl	cc
SiO ₂	50,66	48,39	38,73	0,77	68,00	67,66	64,26	27,85	27,65	29,52	<O.A.
TiO ₂	<O.A.	<O.A.	0,03	97,53	<O.A.	<O.A.	<O.A.	<O.A.	<O.A.	<O.A.	<O.A.
Al ₂ O ₃	24,27	28,53	24,58	0,12	20,21	19,78	18,79	19,21	18,29	18,31	<O.A.
FeO	5,63	3,66	10,92	0,36	<O.A.	<O.A.	<O.A.	23,94	23,62	22,68	0,43
MnO	0,60	<O.A.	<O.A.	0,19	<O.A.	<O.A.	<O.A.	0,31	0,30	0,59	1,20
MgO	1,76	1,17	0,26	0,13	<O.A.	<O.A.	<O.A.	17,12	17,21	17,63	0,32
CaO	<O.A.	0,45	22,06	0,87	<O.A.	<O.A.	<O.A.	<O.A.	<O.A.	<O.A.	50,31
Na ₂ O	0,30	<O.A.	0,37	0,05	12,01	11,73	0,40	0,31	0,33	0,58	<O.A.
K ₂ O	10,09	10,84	0,05	<O.A.	<O.A.	<O.A.	16,29	<O.A.	<O.A.	<O.A.	<O.A.
Total	93,31	93,04	97,00	100,02	100,22	99,17	100,43	88,66	87,31	89,23	52,26
Αριθμός κατιόντων στη βάση οξυγόνων (O)											
	22(O)	22(O)	25(O)	2(O)	8(O)	8(O)	8(O)	28(O)	28(O)	28(O)	6(O)
Si	7,019	6,678	6,267	0,010	2,967	2,980	2,980	5,753	5,804	6,007	0,000
Al ^{IV}	0,981	1,322	-	-	-	-	-	2,247	2,196	-	0,000
Al ^{VI}	2,982	3,318	4,687	-	-	-	-	2,424	2,322	4,391	0,000
Al ^{tot}	-	-	-	0,002	1,039	1,027	1,027	4,671	4,518	4,391	0,000
Ti	0,000	0,000	0,004	0,977	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,652	0,422	1,478	0,004	0,000	0,000	0,000	4,136	4,136	3,856	0,040
Mn	0,070	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,051	0,051	0,102	0,112
Mg	0,364	0,241	0,063	0,003	0,000	0,000	0,000	5,269	5,384	5,345	0,052
Ca	0,000	0,067	3,824	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	5,796
Na	0,081	0,000	0,116	0,001	1,016	1,002	0,036	0,127	0,140	0,229	0,000
K	1,783	1,908	0,010	0,000	0,000	0,000	0,964	0,000	0,000	0,000	0,000

1-2. Σερικήτης (ser) ως έγκλεισμα σε χαλαζία (ορθογνεύσιος), 3. Επίδοτο (ep) σε σύμφυση με ασβεστίτη (αμφιβολίτης), 4. Ρουτίλιο (rut) ως έγκλεισμα σε χαλαζία (ορθογνεύσιος), 5. Αλβίτης (ab) σε σύμφυση με ασβεστίτη και επίδοτο (αμφιβολίτης), 6. Αλβίτης (ab) σε σύμφυση με χαλαζία (ορθογνεύσιος), 7. Αδουάριος (ad) σε σύμφυση με χαλαζία και ακτινόλιθο (ορθογνεύσιος), 8-10. Χλωρίτης (chl) ως έγκλεισμα σε χαλαζία (ορθογνεύσιος), 11. Ασβεστίτης (cc) σε σύμφυση με επίδοτο (αμφιβολίτης), <O.A.: κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας.

6 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΡΕΥΣΤΩΝ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΩΝ

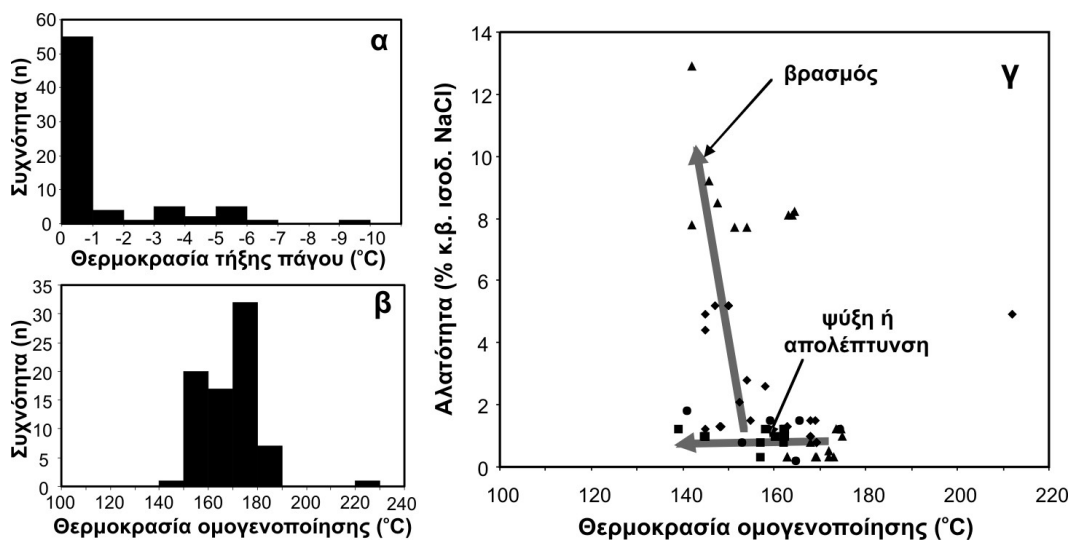
Μετρήσεις ρευστών εγκλεισμάτων πραγματοποιήθηκαν σε διαφώτιστους έως διαυγείς κρυστάλλους χαλαζία από το εσωτερικό των διακλάσεων και των φλεβών. Στην πλειονότητα τους τα ρευστά εγκλείσματα που μετρήθηκαν είναι πρωτογενή (σύμφωνα με τα κριτήρια του Roedder 1984), τα οποία έχουν παγιδευτεί από τον κρύσταλλο κατά τη διάρκεια της δημιουργίας του. Επίσης μετρήθηκαν δευτερογενή και ψευδοδευτερογενή που έδωσαν τα ίδια μικροθερμομετρικά αποτελέσματα όπως και τα πρωτογενή. Το μέγεθος των ρευστών εγκλεισμάτων ποικίλει από 10 έως και

100 μm. Διακρίθηκαν δύο κύριοι τύποι ρευστών εγκλεισμάτων με βάση τη μορφή και τη σύστασή τους:

Εγκλείσματα Τύπου Α: Πρόκειται είτε για διφασικά (H₂O, υγρό και αέριο) είτε για μονοφασικά εγκλείσματα (αέριο). Η αέρια φάση στα διφασικά εγκλείσματα αποτελεί το 20-25% του όγκου του εγκλείσματος. Τα γεμάτα με αέριο εγκλείσματα υποδεικνύουν ότι το διάλυμα που ήταν υπεύθυνο για τη δημιουργία του κρυστάλλου, μπορεί να βρισκόταν σε κατάσταση βρασμού.

Εγκλείσματα Τύπου Β: Πρόκειται για «φυσικά παρηκμασμένα-σπασμένα» εγκλείσματα (decrepitated). Τα εγκλείσματα αυτά έχουν υποστεί τεκτονική επανεξισορρόπηση (re-equilibration) και υποδεικνύουν συνθήκες αποσυμπίεσης, που συνδέονται με τη γενική ανύψωση των μεταμορφικών συμπλεγμάτων (Sterner & Bodnar 1989).

Τα αποτελέσματα των μικροθερμομετρήσεων παρουσιάζονται γραφικά στο σχήμα 4. Οι θερμοκρασίες τελικής τήξης του πάγου T_{m,ice}, κυμαίνονται μεταξύ -9 και -0,1 °C. Το 75% των μετρήσεων αυτών βρίσκεται μεταξύ των τιμών -1 και -0,1 °C. Οι ανωτέρω θερμοκρασίες τελικής τήξης πάγου αντιστοιχούν σε αλατότητες μεταξύ 0,2 και 12,7 κ.β.% ισοδ. NaCl (Bodnar 1993). Το 75 % των τιμών κυμαίνεται μεταξύ 1 και 2 κ.β.% ισοδ. NaCl. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης (T_h) των εγκλεισμάτων κυμαίνονται μεταξύ 140 και 212 °C, ενώ περιορίζονται στο θερμοκρασιακό εύρος 151 – 180 °C για > από το 90% του συνόλου των μετρήσεων (Σχ. 4β).



Σχήμα 4. Ιστογράμματα (α) θερμοκρασιών τήξης του τελικού πάγου (T_{m,ice}), (β) θερμοκρασίας ομογενοποίησης (T_h), συγκεντρωτικό διάγραμμα (γ) θερμοκρασίας ομογενοποίησης - αλατότητας.

Από το διάγραμμα θερμοκρασίας ομογενοποίησης – αλατότητας (Σχ. 4γ) προκύπτουν δύο πορείες εξέλιξης των υδροθερμικών διαλυμάτων, που συνδέονται με τη γένεση του χαλαζία και οι οποίες μπορεί να έδρασαν μεμονωμένα ή σε συνδυασμό: απλή ψύξη και βρασμός.

Η πορεία απλής ψύξης εκφράζει την κρυστάλλωση του χαλαζία στα τελευταία στάδια της υδροθερμικής δραστηριότητας. Η ευρεία αύξηση της αλατότητας σε σχέση με τη μικρή μεταβολή της T_h μπορεί να αποδοθεί σε διαδικασίες βρασμού των διαλυμάτων. Οι σχετικά χαμηλές αλατότητες που μετρήθηκαν, υποδεικνύουν την συμμετοχή μετεωρικών νερών στο σχηματισμό των χαλαζιακών φλεβών.

7 ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι διακλάσεις παριστούν κλειστά ή ανοιχτά υδροθερμικά συστήματα που καταγράφουν την εξέλιξη της παραμόρφωσης, τη σύσταση των ρευστών, τις συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης κατά την διάρκεια της τεκτονικής ανύψωσης και ψύξης των περιβαλλόντων πετρωμάτων. Σύμφωνα με τους Miller et al. (2002) τα τελευταία στάδια εκταφής από τα μέσα έως τα ανώτερα επίπεδα του φλοιού της γης μπορεί να συνοδεύονται από φιλτράρισμα ρευστών που προέρχονται από μαγματικές και/ή επιφανειακές πηγές (μετεωρικά νερά). Τα ρευστά αυτά μπορεί να συμμετέχουν σε ρήγμα-

τα αποκόλλησης που συσχετίζονται με την ανάπτυξη των συμπλεγμάτων μεταμορφικού πυρήνα. Κατά τη διάρκεια μελετών που έγιναν τα τελευταία 30 χρόνια σε ορυκτά Αλπικών διακλάσεων διαπιστώθηκε ότι αυτά σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια εκταφής και εφελκυστικού τεκτονισμού σε ανάδρομες συνθήκες από διαλύματα πλούσια σε CO₂ και/ή μετεωρικά νερά σε θερμοκρασίες μεταξύ 320 και 200 °C (Mullis 1975, 1996, Mullis et al. 1994).

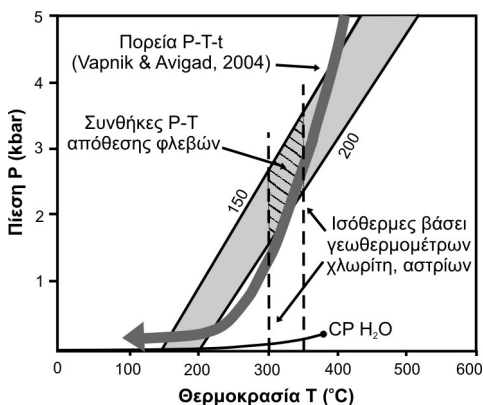
Στην περιοχή της Απικοκυκλαδικής μάζας υπάρχουν ελάχιστα δεδομένα σχετικά με τα ρευστά που συμμετείχαν στο σχηματισμό υστερο-τελικών, μετα-μεταμορφικών φλεβών: Σύμφωνα με τους Ganor et al. (1994) φλέβες ασβεσίτη που διαπερνούν μεταμορφωμένα πετρώματα της Σίφνου, Τήνου και Κύθνου σχηματίστηκαν από επιφανειακά νερά σε κάποιο στάδιο μετά την καθολική πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση όταν οι τεκτονικές συνθήκες εξελίχθηκαν από πλαστικές σε θραυσιγενείς. Μετρήσεις ρευστών εγκλεισμάτων σε φλέβες χαλαζία-ασβεσίτη που πληρούν εφελκυστικές διακλάσεις της νήσου Τήνου (Varnik & Avigad 2004), που είναι αντίστοιχες με τις φλέβες που μελετήθηκαν στην παρούσα μελέτη, έδωσαν χαμηλές θερμοκρασίες ομογενοποίησης (130-250 °C) και αλατότητες < 5 κ.β.% ισοδ. NaCl. Οι αρχικές συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης κατά την περίοδο παγίδευσης των εγκλεισμάτων αυτών υπολογίστηκαν από τους Varnik & Avigad (2004) στους 300-450 °C και 1,5 - 4,0 kbar αντίστοιχα. Επιπλέον οι Küster & Stöckherth (1997) πραγματοποίησαν μικροθερμομετρικές μελέτες σε χαλαζιακές φλέβες από την Ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών της Κρήτης και διαπίστωσαν αλατότητες έως 20 κ.β.% ισοδ. NaCl και θερμοκρασίες ομογενοποίησης στο εύρος 95 και 146 °C, οι οποίες είναι ασύμβατες με τις P-T συνθήκες όπως προκύπτουν από τις ισορροπίες στερεών φάσεων (300-400 °C, 7-10 kbar). Οι συγγραφείς δέχονται ότι τα εγκλείσματα έχουν υποστεί επανεξισορρόπηση (re-equilibration) λόγω διαστολής χωρίς αυτό να γίνεται αντιληπτό μέσω της μικροσκοπίας. Θερμοκρασίες ομογενοποίησης μεταξύ 175 και 240 °C, και αλατότητες έως 22 κ.β.% ισοδ. NaCl, μετρήθηκαν πρόσφατα σε ρευστά εγκλείσματα από αλπινότυπους χαλαζίες του Πεντελικού όρους (Κίλιας κ.α. 2004).

Σε αντιστοιχία με τις προαναφερθείσες περιπτώσεις της Τήνου και Κρήτης, τα αποτελέσματα των μικροθερμομετρήσεων που έγιναν στα πλαίσια της παρούσας μελέτης βρίσκονται σε ασυμφωνία με τις θερμοκρασίες όπως προκύπτουν από την εφαρμογή γεωθερμομέτρων στην ορυκτολογική παραγένεση της περιοχής έρευνας, και που κυμαίνονται μεταξύ 290-310 °C (γεωθερμόμετρο χλωρίτη) και 300-350 °C (γεωθερμόμετρο αλίθιτη/μικροκλινη από Whitney & Stormer 1977). Το παραπάνω ερμηνεύεται με την παραδοχή ότι τα ρευστά εγκλείσματα που μελετήθηκαν έχουν επανεξισορροπηθεί και υποστεί αλλαγές στην πυκνότητα τους που έλαβαν χώρα μετά την παγίδευσή τους, και κατά την διάρκεια της ανάδυσης των μεταμορφικών πετρωμάτων όπως έχει επίσης προταθεί από Küster & Stöckherth (1997). Τα δεδομένα των εγκλεισμάτων αυτών μπορούν να εκτιμηθούν μόνο όταν συγκριθούν με ανεξάρτητα δεδομένα P-T-X όπως προκύπτουν από τις ισορροπίες ορυκτών φάσεων (Bakker & Mamtani 2000). Η σύγκριση ισόχωρων ευθειών που προέκυψαν από τα μικροθερμομετρικά δεδομένα με ισόθερμες που προκύπτουν από τη γεωθερμομετρία, μπορεί να οδηγήσει σε μια εκτίμηση των συνθηκών P-T των διαλυμάτων που οδήγησαν στην απόθεση των ορυκτών στις διακλάσεις που μελετήθηκαν (Σχ. 5). Στο διάγραμμα αυτό οι ισόχωρες ευθείες έχουν σχεδιαστεί για το εύρος των θερμοκρασιών που μετρήθηκαν στα ρευστά εγκλείσματα (με βάση τα δεδομένα των Zhang & Frantz 1987). Η τομή των ισόχωρων ευθειών με τις ισόθερμες των 300 και 350 °C όπως προσδιορίστηκαν από τα γεωλογικά γεωθερμόμετρα δίνει ένα εύρος πιέσεων μεταξύ 3,5 και 1,5kbar στις οποίες πιστεύεται ότι έγινε η αρχική παγίδευση των εγκλεισμάτων στις χαλαζιακές φλέβες. Ο προσδιορισμός με μεγαλύτερη ακρίβεια των συνθηκών σχηματισμού των κρυστάλλων χαλαζία και γενικότερα των αλπινότυπων ορυκτών της περιοχής έρευνας, όπως πίεση, θερμοκρασία και σύσταση των διαλυμάτων (P,T,X) καθώς και η πορεία εκταφής, αποτελεί αντικείμενο συνεχιζόμενης μελέτης.

Συγκριτικά στο σχήμα 5 παρουσιάζεται η πορεία P-T-t που προτάθηκε από Varnik & Avigad (2004) για την βορειοδυτική Τήνο, όπως προέκυψε από μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων σε φλέβες χαλαζία-ασβεσίτη αντίστοιχων με αυτές της Νότιας Εύβοιας, και η οποία εκτιμάται ότι χαρακτηρίζει και την περιοχή έρευνας. Η πορεία αυτή υποδεικνύει ότι μετά την HP-LT μεταμόρφωση σε συνθήκες περίπου 350-450 °C και πιέσεις 10-12kbar που χαρακτηρίζει την περιοχή μελέτης (Shaked et al. 2000), έλαβε χώρα σχεδόν ισόθερμη αποσυμπύκνωση έως τους 300-350 °C, και 3,5 και 1,5 kbar με ταυτόχρονη απόθεση των ορυκτών φάσεων στις εφελκυστικές διακλάσεις που μελετώνται, και στη συνέχεια μία απότομη ψύξη σε θερμοκρασίες ~100 °C στον ανώτερο φλοιό και σε πιέσεις <0,5kbar. Ο συνεχιζόμενος εφελκυσμός και η τελική αποσυμπύκνωση των μεταμορφικών πακέτων οδήγησαν σε σχηματισμό παρηκμασμένων-σπασμένων εγκλεισμάτων (Touret 1992, Sterner et al. 1995).

Τα χαρακτηριστικά P-V-T-X των εγκλεισμάτων που μελετήθηκαν σε συνδυασμό με τα ορυκτολογικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά των διακλάσεων, υποδεικνύουν ότι ο χαλαζίας και κατ' επεί-

καταστασια αλπινότυπα ορυκτά της Νότιας Εύβοιας αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια του Μειοκαινικού πλαστικο-θραυσιγενούς έως θραυσιγενούς τεκτονικού καθεστώτος που έδρασε στην ευρύτερη περιοχή κάτω από συνθήκες κατώτερης πρασινοσχιστολιθικής φάσης, και λόγω της εισχώρησης μεταωρικών διαλυμάτων σε σημαντικά βάθη εντός του φλοιού. Τα αποτελέσματα αυτά είναι σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις από τις Άλπεις και υποδεικνύουν έντονη συμμετοχή μεταωρικών νερών στην απόθεση των αλπινότυπων ορυκτών καθώς και μια συσχέτιση με τη ζώνη H₂O όπως περιγράφηκε από Mullis et al. (1994) για τις Ελβετικές Άλπεις. Ανοιχτό παραμένει το ερώτημα εάν οι ορυκτογενέσεις που μελετήθηκαν συνδέονται μερικώς με επανακινητοποίηση αποθέσεων προγενέστερων μαγματικών-υδροθερμικών συστημάτων που έδρασαν κατά τη διάρκεια του προ-Αλπικού μαγματισμού στην Αττικο-Κυκλαδική Μάζα (Pe-Piper & Piper 2002).



Σχήμα 5. Υποθετικές συνθήκες πίεσης-θερμοκρασίας σχηματισμού των χαλαζιακών φλεβών Νότιας Εύβοιας (γραμμοσκιασμένη περιοχή). Με διακεκομμένες γραμμές, οι θερμοκρασίες σχηματισμού χλωρίτη και αλβίτη/μικροκλινη όπως προκύπτουν από τη χρήση γεωθερμομέτρων. Οι ισόχωρες ευθείες υδάτινων ρευστών εγκλεισμάτων με αλατότητα 5 κ.β.% NaCl (περίπου μέση τιμή των εγκλεισμάτων που μετρήθηκαν) για θερμοκρασίες 150 και 200 °C (ελάχιστη και μέγιστη τιμή τιμών T_h που μετρήθηκαν) παριστάνονται με συνεχείς γραμμές. Το βέλος υποδεικνύει υποθετική πορεία P-T-t για την βορειοδυτική Τήνο όπως προκύπτει από μελέτες ρευστών εγκλεισμάτων σε φλέβες χαλαζία-ασβεστίτη (από Varnik & Avigad, 2004). CP H₂O: κρίσιμο σημείο H₂O για 5 κ.β.% NaCl.

Ορυκτολογικά δεδομένα από το εσωτερικό των διακλάσεων που μελετήθηκαν όπως η παρουσία διαφόρων μορφών χαλαζία (σκήπτρα, νήματα, ελικοειδείς μορφές, μορφές φαντάσματος) ακόμη και εντός του ίδιου έγκοιλου, υποδεικνύει διακυμάνσεις των υδροθερμικών συνθηκών κατά τη διάρκεια της ορυκτογένεσης (όπως τοπικός βρασμός). Διαμητικές τάσεις που αναπτύχθηκαν στους κρυστάλλους κατά την διάρκεια σχηματισμού τους οδήγησαν σε αποκόλληση τους από την οροφή και πτώση στο εσωτερικό των εγκοίλων με αποτέλεσμα να σχηματισθούν σε ιδανικές συνθήκες τέλει διπλοαπόληκτοι κρύσταλλοι. Η ανάπτυξη μεγακρυστάλλων καπνία ευνοήθηκε σε θέσεις όπου οι πρωτόλιθοι ήταν όξινης σύστασης (μεταρυσίτη ή μεταγρανιτοειδή) λόγω της συνεισφοράς φυσικής ραδιενέργειας, ενώ αντίθετως σε μεταβασικά πετρώματα απαντά μόνο η ορεία κρύσταλλος. Η μελέτη των αλπινότυπων διακλάσεων της Αττικοκυκλαδικής μάζας μπορεί να οδηγήσει σε χρήσιμα συμπεράσματα κυρίως σε ότι αφορά την συσχέτιση διαφόρων μεταμορφικών ενοτήτων. Ο εντοπισμός πανομοιότυπων ορυκτολογικών παραγενέσεων όπως αυτές που περιγράφονται στην περιοχή Κριεζών-Κόσκινων, και σε διακλάσεις εντός ορθογνευσίων της Αττικής (περιοχή Σταμάτας, Μαραθώνα και Πεντέλης) και Νότιας Εύβοιας (περιοχή Καρύστου) υποδεικνύει σε συνδυασμό με την ομοιότητα των πετρολογικών τύπων την παρουσία της τεκτονικής Ενότητας Όχης και σε περιοχές του νομού Αττικής.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστούμε τον Ειδικό Λογαριασμό Κονδυλίων Έρευνας του Πανεπιστημίου Αθηνών για την οικονομική υποστήριξη της παρούσας μελέτης.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Κασιικάτσος Γ. 1991. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Αλιβέρι, κλίμακα 1:50.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
 Κίλιας Σ., Βουδούρης Π., Κατερινόπουλος Α. & Καβούρη Σ. 2004. Μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων σε αλπινότυπους χαλαζίες από διακλάσεις του Πεντελικού όρους. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 36, 526-533.
 Altherr R. & Schliestedt M. 1979. Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). Contr. Mineral. Petrol., 70, 245-255.

- Bailey SW. 1988. Chlorites: structures and crystal chemistry. *Rev. in Mineral., Mineral. Soc. Am.*, 19, 347-404.
- Bakker R.J. & Mamtani M.A. 2000. Fluid inclusions as metamorphic process indicators in the Southern Aravalli Mountain Belt (India). *Contr. Mineral. Petrol.*, 139: 163-179.
- Baltatzis E. 1996. Blueschist to greenschist transition and the P-T path of prasinites from Lavrion area, Greece. *Min. Mag.*, 60, 551-561.
- Bodnar R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geoch. Cosm. Acta*, 57, 683-684.
- Bröcker M. & Franz L. 1998. Rb-Sr isotope studies on Tinos island (Cyclades Greece): additional time constraints for metamorphism, extent of infiltration-controlled overprinting and deformational activity. *Geol. Mag.*, 135, 369-382.
- Bröcker M., & Enders M. 1999. U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). *Geol. Mag.*, 136, 111-118.
- Cathelineau M. 1988. Cation size occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Mineral.*, 23: 471-485.
- Cerny P. & Chapman R. 1986. Adularia from hydrothermal vein deposits: extreme in structural state. *Can. Mineral.*, 24, 717-728.
- Ganor J., Matthews A., & Schliestedt M. 1994. Post-metamorphic low $\delta^{13}\text{C}$ calcite in the Cycladic complex (Greece) and their implications for modeling fluid infiltration processes using carbon isotope compositions. *Eur. Jour. Mineral.*, 6, 365-379.
- Katzir Y., Avigad D., Matthews A., Garfunkel Z. & Evans B.W. 2000. Origin, HP/LT metamorphism and cooling of ophiolitic melanges in southern Evia (NW Cyclades), Greece. *J. Metam. Geol.*, 18, 699-718.
- Küster M., & Stöckhert B. 1997. Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: A thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. *Lithos*, 41, 151-167.
- Miller JA., Buick IS., Cartwright I. & Barnicoat A. 2002. Fluid processes during the exhumation of high-P metamorphic belts. *Miner. Mag.*, 66, 93-119.
- Mullis J. 1975. Growth conditions of quartz crystals from Val d'Illiez (Valais, Switzerland). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 55, 419-430.
- Mullis J. 1996. P-T-t path of quartz formation in extensional veins of the central Alps. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 76, 159-164.
- Mullis J., Dubessy J., Poty B. & O'Neil J. 1994. Fluid regimes during late stages of a continental collision: physical, chemical and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotransverse through the Central Alps, Switzerland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 2239-2267.
- Niedermayer G. 1993. Alpine Kluefte, *Mineralien Welt*, 6, 57-59.
- Papanikolaou D.J. 1987. Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece). In: *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, Helgeson H.C. ed, NATO ASI series, 218, 429-450.
- Pe-Piper G. & Piper D.J.W. 2002. The Igneous rocks of Greece. The anatomy of an orogen, *Gebrüder Borntraeger*, 30, 573p.
- Roedder E., 1984. Fluid Inclusions. *Rev. Mineral.*, 12, 644p.
- Shaked Y., Avigad D. & Garfunkel Z. 2000. Alpine high-pressure metamorphism at the Almyropotamos window (southern Evia, Greece). *Geol. Mag.*, 137, 367-380.
- Smith JV. 1974. Feldspar minerals I. Crystal structure and Physical properties. Springer Verlag, New York, 627p.
- Stalder HA. & Touray JC. 1970. Fensterquarze mit Methan-Einschlüssen aus dem westlichen Teil der schweizerischen Kalkalpen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 50, 109-130.
- Sterner S.M. & Bodnar R.J. 1989. Synthetic fluid inclusions. VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. *J. Metam. Geol.* 7: 243-260.
- Sterner S.M., Hall D.L., Keppler H. 1995. Compositional re-equilibration of fluid inclusions in quartz. *Contr. Mineral. Petrol.*, 119: 1-15.
- Touret JLR. 1992. Fluid inclusions in subducted rocks. *Proc. Kon. Ned. Akad.* 95: 385-403.
- Vapnik Ye., & Avigad D. 2004. P-T conditions of quartz-calcite boudins and vein formation within a low-angle detachment fault in Tinos Island (Aegean Sea): a fluid inclusion study. *Int. J. Earth Sci.*, 93: 487-499.
- Voudouris P., Katerinopoulos A. & Melfos V. 2004. Alpine-type fissure minerals in Greece, *Docum. Natur.* 151, 23-45.
- Whitney J.A. & Stormer J.C. Jr. 1977. The distribution of NaAlSi₃O₈ between coexisting microcline and plagioclase and its effects on geothermometric calculations. *Am. Mineral.*, 62, 687-691.
- Wendel W. & Kapelas Ch. 1997. Alpine smoky quartz from Attica, *Lapis* 22/3.
- Zhang Y.G. & Frantz J.D. 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl -KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.* 64, 335-350.

ABSTRACT

MINERALOGICAL AND FLUID INCLUSION STUDIES IN TENSION GASHES AND QUARTZ VEINS FROM SOUTHERN EVIA ISLAND

Voudouris P.¹, Katerinopoulos A.¹, Kiliass S.¹, Melfos V.², Detsi K.¹ and Vastardi A.¹.

¹ *Department of Geology and Geoenvironment, Athens University, 157 84 Athens, voudouris@geol.uoa.gr, akaterin@geol.uoa.gr, kiliass@geol.uoa.gr, detsi@hotmail.com*

² *Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54124 Thessaloniki, Greece, melfosv@geo.auth.gr*

Extensional fissure veins, hosted within orthogneisses and metabasites of the Ochi tectonic unit in Central Evia Island, contain quartz megacrysts, as well as a large variety of alpinotype minerals like adularia, albite, chlorite, actinolite, hematite, rutile, epidote, calcite, titanite and zircon. Microthermometric investigations in quartz crystals resulted in homogenization temperatures ranging between 140 and 212 °C, and salinities from 0.2 to 12.7 wt. % eq. NaCl. The microthermometric data, combined with temperature data derived from chlorite and microcline/albite geothermometers, suggest initial P-T fluid trapping conditions between 290-350 °C, and 3,5-1,5 kbar. A possible P-T-t path of the studied area includes near isothermal decompression from blueschist to retrograde greenschist conditions, and then a rapid cooling down to temperatures of 140 °C and pressures <0,5kbar probably due to incursion of meteoric waters within the crust. This study suggests fissure vein formation from the ductile/brittle- to the brittle tectonic regime due to decompression, tectonic uplift and exhumation of the southern Evia Blueschist Unit.