

ΠΡΟΧΩΡΗΜΕΝΗ ΑΡΓΙΛΛΙΚΗ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗ ΜΑΓΜΑΤΙΤΩΝ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΑΣΣΙΤΕΡΩΝ (ΘΡΑΚΗ): ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΑΠΟΘΕΣΗΣ*

Π. ΒΟΥΔΟΥΡΗΣ¹ & Κ. ΑΡΙΚΑΣ²

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι ζώνες προχωρημένης αργιλλικής εξάλλωσης της περιοχής Κασσιτερών (Θράκη) είναι προϊόντα μαγματικών-υδροθερμικών και γεωθερμικών διαδικασιών που οδήγησαν στον σχηματισμό μεταλλοφοριών πορφυρικού χαλκού και επιθερμικού χρυσού εντός ενός ηφαιστειακού κέντρου. Στην περιοχή της εμφάνισης πορφυρικού χαλκού διακρίθηκαν μια παραγένεση κορούνδιου-σερικίτη υψηλών θερμοκρασιών (370°-400°C) και μια παραγένεση χαλαζία-διάσπορου χαμηλότερων θερμοκρασιών (285°-320°C). Στην περιφέρεια της πορφυρικής εμφάνισης η προχωρημένη αργιλλική εξάλλωση κυριαρχείται από την παρουσία του αλουνίτη. Αλουνίτης σχηματίστηκε από όξινα-θειικά διαλύματα τόσο υπογενετικά σε θερμοκρασίες μεταξύ 210Α-250°C όσο και υπεργενετικά από κατερχόμενα διαλύματα σε θερμοκρασίες κάτω των 110°C.

ABSTRACT

Advanced argillic alteration in Kassiteres area (Thrace) is the result of magmatic-hydrothermal and geothermal processes responsible for the deposition of a porphyry Cu type and epithermal high- and low-sulfidation type mineralizations within a tertiary volcanic center. In the vicinity of the porphyry Cu mineralization two distinct advanced argillic assemblages were distinguished: A high temperature (370°-400°C) corundum-sericite-, and a lower temperature (285°- 320°C) quartz-diaspore assemblage. These two assemblages are probably genetically related to the porphyry copper mineralized monzodioritic/dioritic intrusions. Corundum was formed from silica undersaturated solutions, probably during a rapid cooling of magmatic-hydrothermal solutions after mixing with descending meteoric waters. The quartz-diaspore rich assemblage was deposited by acid fluids derived by condensation of HCl- and SO₂ rich magmatic vapors released during the generation of the porphyry copper mineralization. The periphery of the porphyry Cu occurrence is dominated by alunite-bearing advanced argillic alteration zones and alunite-barite veins of high sulfidation type. Alunite was formed by acid-sulfate solutions both in a hypogene environment at temperatures between 210°-250°C, and by descending steam-heated solutions at temperatures below 110°C. The hypogene alunitic alteration was probably produced by condensation of SO₂ rich gases released from magma bodies emplaced at shallow depths. The late development of low-sulfidation mineralizations in the area, indicates the evolution of the system from a magmatic dominated stage to a geothermal (low-sulfidation) stage that is more neutralized and reduced. Vapor boiled from deep geothermal waters condensed at and above the water table and formed steam-heated acid sulfate waters, responsible for the late formation of supergene advanced argillic alteration.

KEY WORDS: advanced argillic alteration, porphyry copper, epithermal gold, magmatic-hydrothermal fluids, geothermal fluids, acid-sulfate waters.

* ADVANCED ARGILLIC ALTERATION OF MAGMATIC ROCKS AT KASSITERES (THRACE): MINERALOGY AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENT

¹ University of Athens, Department of Geology, Section of Economic Geology and Geochemistry, Panepistimioupoli. Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεοφράστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

² Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Hamburg, Grindelallee 48, 20145 HAMBURG, Germany

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή Κασσιτερών παρουσιάζει ιδιαίτερη κοιτασματολογική σημασία λόγω της ανάπτυξης σ' αυτήν μεταλλοφοριών πορφυρικού χαλκού και κυρίως επιθερμικού χρυσού τύπων υψηλού και χαμηλού θείου (Voudouris, 1993; Μιχαήλ, 1993; Voudouris & Απikas, 1994). Οι παραπάνω μεταλλοφορίες αποτέθηκαν κατά την διάρκεια του Τριτογενούς εντός ενός ηφαιστειακού κέντρου και συνδέονται με έντονες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις των μαγματικών πετρωμάτων. Η περιοχή καλύπτεται κυρίως από ασβεσταλκαλικούς έως πλούσιους σε Κ ασβεσταλκαλικούς ηφαιστειίτες ανδεσιτικής έως δακτιτικής σύστασης καθώς και από υλοηφαιστειακά σώματα διοριτικής, μονόδιοριτικής σύστασης (εικ. 1α). Ρυολιθικές φλέβες διαπερνούν όλα τα παραπάνω πετρώματα και είναι κυρίως προσανατολισμένες κατά μήκος ορημάτων διεύθυνσης Β-Ν.

Διακρίθηκαν οκτώ τύποι υδροθερμικών εξαλλοιώσεων (σύμφωνα με τους χαρακτηρισμούς των Mayer & Hemley, 1967; Heald et al., 1987): πυριτική, προχωρημένη αργιλλική, αργιλλική, σερικιτική, αλβιτική/ποτασσιική, Κ-ούχου αστρίου, ενδιάμεση αργιλλική και προπυλιτική. Η επιφανειακή εξάπλωση των ζωνών προχωρημένης αργιλλικής εξαλλοίωσης καθώς και των υπόλοιπων ζωνών εξαλλοίωσης της περιοχής παρουσιάζεται στην Εικ. 1β.

Προχωρημένη αργιλλική εξαλλοίωση προκύπτει από όξινα διαλύματα σε δύο διαφορετικά περιβάλλοντα (Hayba et al., 1985): Στο μαγματικό-υδροθερμικό περιβάλλον (υπογενετικά) και στα ανώτερα τμήματα των γεωθερμικών πεδίων ("υπεργενετικά"). Στο μαγματικό-υδροθερμικό περιβάλλον, στα ενδιάμεσα έως ανώτερα τμήματα ηφαιστειών, συμπίκνωση μαγματικών αερίων πλούσιων σε SO₂ και HCl σχηματίζει όξινα, χλωριούχα-θειικά διαλύματα τα οποία δίνουν γένεση σε όξινες-θεικές εξαλλοιώσεις των πετρωμάτων αντίστοιχες με εκείνες που παρατηρούνται σε επιθερμικά κοιτάσματα χρυσού τύπου υψηλού θείου (Heald et al., 1987; Arribas, 1995). Όξινα-θειικά διαλύματα μπορούν επίσης να σχηματισθούν και στα ανώτερα τμήματα των γεωθερμικών πεδίων πάνω από ζώνες βρασμού των γεωθερμικών ρευστών λόγω διαφυγής αερίων, όπως H₂S και CO₂ (Henley & Ellis, 1983). Συμπύκνωση των αερίων αυτών στην ζώνη πάνω από τον υδροφόρο ορίζοντα και ατμοσφαιρική οξείδωση του H₂S σχηματίζει όξινα-θειικά διαλύματα και κατά συνέπεια προχωρημένη αργιλλική εξαλλοίωση σε θερμοκρασίες που δεν υπερβαίνουν τους 150°C.

Στην εργασία αυτή παρουσιάζονται η ορυκτολογία, γεωχημεία και το περιβάλλον δημιουργίας των ζωνών προχωρημένης αργιλλικής εξαλλοίωσης των Κασσιτερών. Προτείνεται τέλος ένα γενετικό μοντέλο για την εξέλιξη των μαγματικών-υδροθερμικών και γεωθερμικών διαδικασιών που έλαβαν χώρα στη περιοχή αυτή.

2. ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ-ΑΝΑΛΥΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

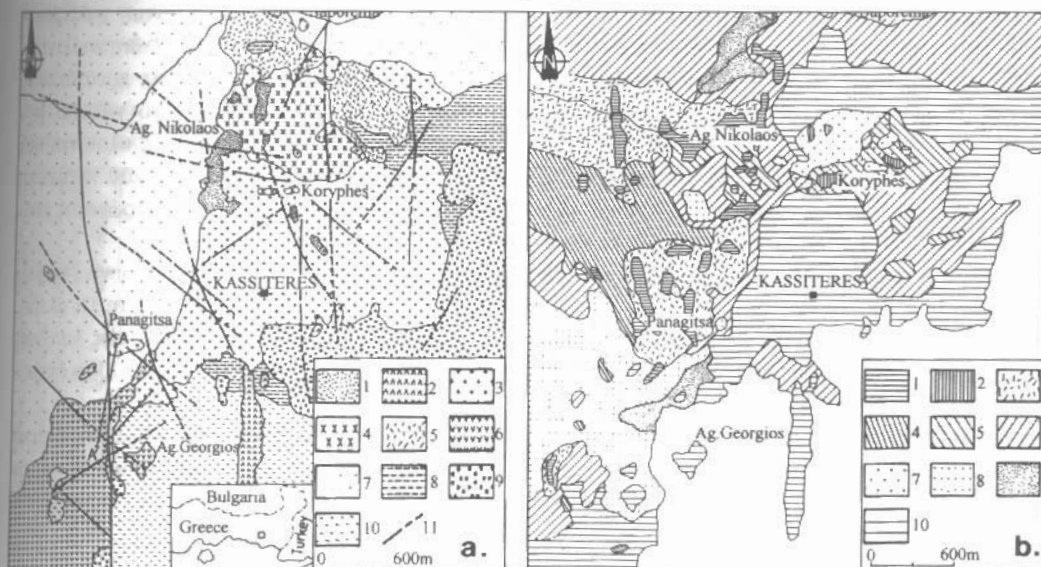
Για τους σκοπούς της παρούσης εργασίας πραγματοποιήθηκε γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:10.000 και επιφανειακή δειγματοληψία περίπου 300 δειγμάτων από υγιή και υδροθερμικά εξαλλοιωμένα πετρώματα της περιοχής Κασσιτερών. Ο χαρακτηρισμός των ορυκτολογικών συστατικών των ζωνών εξαλλοίωσης έγινε με βάση χημικές αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή Camebax "EMX" τύπου Microbeam στο Ινστιτούτο Ορυκτολογίας-Πετρογραφίας του Πανεπιστημίου Αμβούργου. Αναλύσεις κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων έγιναν με την μέθοδο φθορισμομετρίας ακτίνων-Χ (XRF). Οι αναλύσεις έγιναν σε δισκία συντήξεως πετρώματος με φασματόμετρο τύπου Phillips PW 1220 στο Ινστιτούτο Ορυκτολογίας-Πετρογραφίας του Πανεπιστημίου Αμβούργου χρησιμοποιώντας διεθνή πρότυπα. Ο υπολογισμός του ειδικού βάρους των πετρωμάτων έγινε με μέτρηση βάρους του δείγματος στον αέρα, στεγανοποίηση και εκ νέου ζύγισμα μετά από βύθιση σε νερό ώστε να υπολογισθεί ο εκτοπισθείς όγκος.

3. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΩΝ

Διακρίθηκαν πέντε στάδια προχωρημένης αργιλλικής εξαλλοίωσης στη περιοχή:

Πρώτο στάδιο: ~~Υψηλά~~ ~~Βιβλιοθήκη~~ ~~Γεωγραφικός~~ ~~Τμήμα~~ ~~Γεωλογίας~~ ~~Α.Π.Θ.~~ ~~στη~~ ~~δυτικά~~ ~~των~~ ~~Κορυφών~~

χαρακτηρίζεται από την παραγένεση σερικίτη, Κ-ούχου άστριου, κορούνδιου και χαλαζία. Η παραγένεση αυτή επικαλύπτει την αλβιτική/ποτασική ζώνη εξαλλοίωσης που συνδέεται με την εμφάνιση πορφυρικού χαλκού στις Κορυφές. Το κορούνδιο απαντά υπό μορφή ξενομόρφων κόκκων που περιβάλλονται από μια στεφάνη σερικίτη. Ο σερικίτης χωρίζει το κορούνδιο από τον χαλαζία και τον Κ-ούχο άστριο. Δεν παρατηρήθηκε επαφή μεταξύ κορούνδιου και χαλαζία.



Εικ.1α: Γεωλογικός χάρτης περιοχής Κασσιτερών (Voudouris, 1993). Ολιγόκαινο: 1. Ρυολιτικές φλέβες, 2. Δακτινικές φλέβες, 3. Χαλαζιακός μονζοδιορίτης, 4. Πυροξενικός-βιοτιτικός-διορίτης, 5. Πορφυρικός διορίτης, 6. Ανδεσιτικές λάβες, Πυροκλαστικά (και λάβες), Ανω Ηώκαινο: 8. Πηλίτες, μάργες, ψαμμίτες, Μέσο Ηώκαινο: 9. Βασικά προκαλοπηγή (και ψαμμίτες), Μεσοζωικό: 10. Ενότητα Μάκρης, 11. Ρήγματα.

Fig.1a: Generalized geologic map of the Kassiteres area (after Voudouris 1993). Oligocene: 1. Rhyolitic dikes; 2. Dacitic dikes; 3. Quartz monzodiorite; 4. Pyroxene-biotite-diorite; 5. Diorite porphyry; 6. Andesitic lavas; 7. Pyroclastic rocks (minor lavas). Upper Eocene: 8. Pelites, marls, sandstones. Middle Eocene: 9. Basal conglomerates (minor sandstones). Mesozoic: 10. Makri unit, 11. Faults.

Εικ.1β: Επιφανειακή εξάπλωση υδροθερμικών εξαλλοιώσεων μαγματιτών της περιοχής Κασσιτερών (Voudouris, 1993): 1. Πορώδης και συμπαγής πυριτώση (πυριτική εξαλλοίωση), Προχωρημένη αργιλική εξαλλοίωση; 2. Χαλαζίας-διάσπορο, 3. χαλαζίας-αλουνίτης, 4. χαλαζίας-καολινίτης, 5. Αργιλική εξαλλοίωση, 6. Σερικιτική εξαλλοίωση, 7. Ποτασική εξαλλοίωση, 8. Εξαλλοίωση Κ-ούχου άστριου (αδουλιάριου), 9. Ενδιάμεση αργιλική εξαλλοίωση, 10. Προπυλιτική εξαλλοίωση (τοπικά υγιείς μαγματίτες).

Fig.1b: Generalized alteration map of Kassiteres area (after Voudouris 1993): 1. Vuggy- and massive silica (silicic alteration); Advanced argillic alteration; 2. Quartz-diaspore; 3. Quartz-alunite; 4. Quartz-kaolinite; 5. Argillic alteration; 6. Sericitic alteration; 7. K-silicate alteration; 8. K-feldspar (adularia) alteration; 9. Intermediate argillic alteration; 10. Propylitic alteration. (locally fresh magmatic rocks).

Δεύτερο στάδιο: Το ανώτερο τμήμα της εμφάνισης πορφυρικού χαλκού στις Κορυφές καταλαμβάνεται από μια μεικτή πυριτική-προχωρημένη αργιλική ζώνη εξαλλοίωσης. Αποτελείται κυρίως από χαλαζιακά λατυποπηγή και ζώνες πορώδους πυριτώσης που φέρουν χαλαζία, διάσπορο, οξειδία του σιδήρου και ίχνη καολινίτη, πυροφυλίτη και αλουνίτη. Κενά εντός της πορώδους πυριτώσης πληρούνται από ιδιόμορφους κρυστάλλους διασπόρου. Παραγένεση κορούνδιου-διάσπορου-χαλαζία περιγράφει επίσης από την περιοχή του κοιτάσματος χρυσού τύπου υψηλού θείου (high-sulfidation) του Voudouris et al. (1995).

Τρίτο στάδιο: Η προχωρημένη αργιλική εξαλλοίωση που σχηματίστηκε κατά την διάρκεια του

τρίτου σταδίου καταλαμβάνει μια περιοχή περίπου 1,5x1,5 km στο δυτικό τμήμα των Κασσιτερών. Αναπτύσσεται γύρω από ζώνες πορώδους και συμπαγούς πυριτίωσης. Χαρακτηρίζεται από τα ορυκτά χαλαζία, αλουνίτης, καολινίτης, σιδηροπυρίτης, ίχνη ανατάση καθώς και οξειδία του σιδήρου σε ποικίλες αναλογίες.

Διακρίθηκαν δυο παραγένεσεις εντός της ζώνης αυτής: μια παραγένεση χαλαζία + αλουνίτη που περιβάλλει τις ζώνες πυριτίωσης, η οποία μεταβαίνει πλευρικά σε μια παραγένεση χαλαζία + καολινίτη ± αλουνίτη. Τοπικά οι ζώνες πυριτίωσης μεταβαίνουν απ'ευθείας στην υποζώνη καολινίτη. Στην υποζώνη του αλουνίτη ο αλουνίτης σχηματίζει βελονοειδείς έως πλακοειδείς κρυστάλλους μεγέθους έως 500μm σε ψευδομορφώσεις φαινοκρυστάλλων και συνοδεύεται από χαλαζία και σιδηροπυρίτη. Η κυρία μάζα αποτελείται από λεπτόκοκκο χαλαζία, συσσωματώσεις αλουνίτη και διάσπαρτο σιδηροπυρίτη. Στην υποζώνη καολινίτη συσσωματώσεις αδροκρυσταλλικού καολινίτη απαντούν σαν ψευδομορφώσεις φαινοκρυστάλλων καθώς και στην κυρία μάζα του πετρώματος μαζί με χαλαζία, σιδηροπυρίτη και τοπικά με αλουνίτη.

Τέταρτο στάδιο: Κατά την διάρκεια του τέταρτου σταδίου αποτέθηκαν φλέβες αλουνίτη-βαρίτη πάχους έως 20cm, οι οποίες τέμνουν τις προαναφερθείσες ζώνες πυριτίωσης και αλουνίτη. Οι φλέβες έχουν ζωνώδη δομή και πληρούνται από επιφλοιώσεις κρυστάλλων αλουνίτη (μεγέθους έως 3cm) και βαρίτη. Φλέβες αλουνίτη-βαρίτη εμφανίζονται περίπου 100m βόρεια της Παναγίτσας και 700m δυτικά του Αγίου Νικόλαου (Εικ. 1).

Πέμπτο στάδιο: Φλεβίδια και ακανόνιστες συγκεντρώσεις λεπτόκοκκου αλουνίτη τέμνουν τοπικά (κυρίως στο νότιο τμήμα της περιοχής) τις προαναφερθέντες ζώνες αλουνίτη και αποτέθηκαν κατά την διάρκεια ενός πέμπτου σταδίου προχωρημένης αργιλλικής εξαλλοίωσης. Ο αλουνίτης συνοδεύεται από οπάλιο και χαλαζία.

4. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΩΝ

Αναλύθηκαν 32 εξαλλοιωμένα και 24 υγιή έως ελαφρά προπυλιτωμένα δείγματα μαγματικών πετρωμάτων της περιοχής Κασσιτερών για να προσδιορισθούν οι ποσότητες χημικών στοιχείων που μετακινήθηκαν κατά την διάρκεια της προχωρημένης αργιλλικής εξαλλοίωσης. Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων και ίχνοστοιχείων καθώς και τιμές ειδικού βάρους από υγιή και εξαλλοιωμένα δείγματα απεικονίζονται στον Πίνακα 1. Στον παραπάνω πίνακα παρουσιάζεται επίσης χημική ανάλυση από φλεβικό αλουνίτη (τέταρτο στάδιο).

Για τον υπολογισμό του γεωχημικού ισοζυγίου μεταξύ υγιών και εξαλλοιωμένων πετρωμάτων δεν αρκεί απλή σύγκριση μεταξύ των χημικών αναλύσεων: Μεταβολές στα χημικά συστατικά οφείλονται όχι μόνο σε καθαρές προσθήκες ή απώλειες στοιχείων αλλά επίσης και σε αλλαγές όγκου ή σε αραίωση-συγκέντρωση (λόγω προσθήκης-απομάκρυνσης άλλων συστατικών (Finlow-Bates & Stumpl, 1981; McLean & Kranidiotis, 1987). Για να υπολογισθούν οι προσθήκες ή απώλειες χημικών συστατικών ενός εξαλλοιωμένου δείγματος, σε σχέση με το μη εξαλλοιωμένο ισοδύναμο του, χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος του Gresens (1967). Προϋπόθεση για την εφαρμογή της παραπάνω μεθόδου είναι η γνώση α) δυσκίνητων ("immobile") στοιχείων, που παραμένουν λίγο ή πολύ σταθερά κατά την διάρκεια της εξαλλοίωσης, β) του ισοδύναμου υγιούς πετρώματος και γ) μεταβολών όγκου κατά την διάρκεια της εξαλλοίωσης.

Χρησιμοποιώντας διαγράμματα συσχέτισης (Voudouris, 1993) έγινε έλεγχος σχετικά με την δυσκίνησία των στοιχείων Al, Ti, Zr και Y σύμφωνα με την μέθοδο που προτάθηκε από τους Finlow-Bates & Stumpl (1981) και McLean & Kranidiotis (1987). Προέκυψε ότι τα στοιχεία Al, Y είναι ευκίνητα κατά την διάρκεια της προχωρημένης αργιλλικής εξαλλοίωσης. Το Ti παρουσιάζει ευκίνησια στη ζώνη διάσπορου και παραμένει σχετικά δυσκίνητο στις ζώνες αλουνίτη και κορούνδιου-σερικίτη. Στις δύο τελευταίες ζώνες το Ti ελευθερώνεται από τα πρωτογενή ορυκτά και παραμένει στο πέτρωμα υπό μορφή ανατάση και ρουτίλιου αντίστοιχα. Αντίθετα το Zr παραμένει σταθερό σε όλες τις ζώνες εξαλλοίωσης γεγονός που επιβεβαιώνεται από τους -αλλά -διατηρημένους κόκκους ξιροκόνιου στα εξαλλοιωμένα πετρώματα. Οι μικρές απόλυτες συγκεντρώσεις του Ti, Zr στα δείγματα 440 και 781 δέν

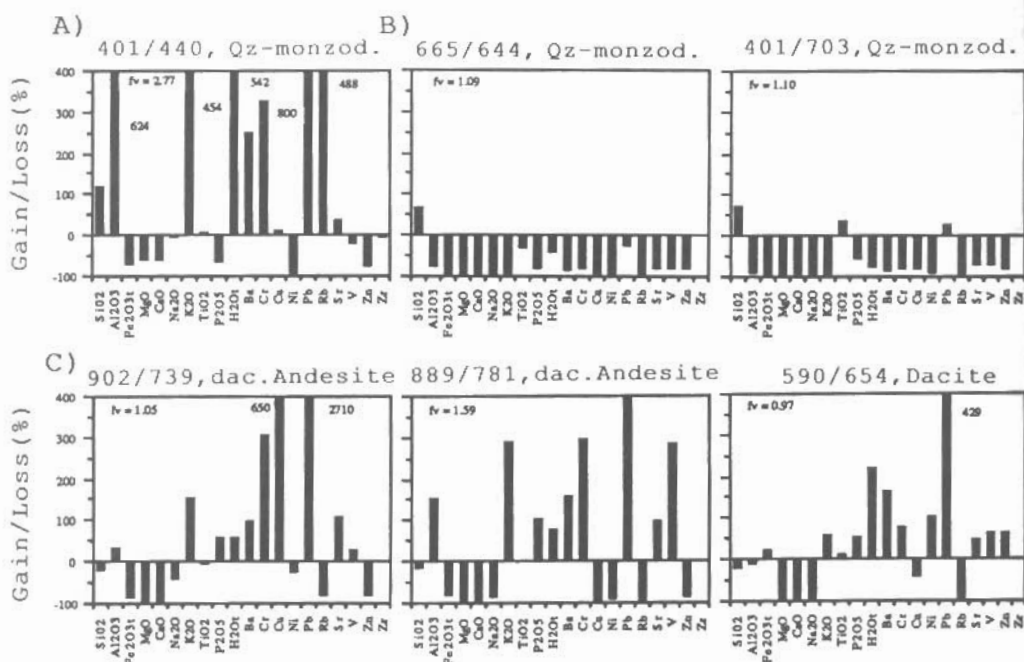
Πίνακας 1. Χημικές αναλύσεις στο υγιές και εξαλλοιωμένους μαγματικές (πρωτ., αργαλλική εξάλλ.) περιοχές Κοσσινιτών.
Table 1: Representative chemical analyses of fresh and advanced argillite altered rocks from Kassiteres area

Sample	fresh			Cor+Ser			Qtz+Diaspore			Quartz+Alumite			Vein alum.		
	401	665	902	440	590	889	440	590	889	739	781	792	654	848	488
SiO ₂	56.86	56.98	59.55	59.44	63.40	59.44	44.11	95.09	93.40	70.23	47.27	32.49	68.54	52.75	57.31
Al ₂ O ₃	14.99	14.53	16.79	15.93	15.94	16.93	38.90	1.04	3.57	10.42	21.23	25.87	13.71	15.33	13.58
Fe ₂ O ₃	6.27	7.15	5.66	6.20	4.38	0.71	0.40	0.35	4.10	0.79	0.87	0.87	0.07	5.55	5.88
MgO	4.75	6.03	2.60	2.90	1.85	0.71	0.01	0.01	0.06	0.06	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04
CaO	6.08	7.11	5.83	5.15	4.92	0.84	0.08	0.08	0.03	0.08	0.03	0.01	0.10	0.04	0.06
Na ₂ O	2.35	2.78	2.83	2.44	3.26	0.82	0.01	0.01	0.01	0.53	0.24	0.25	0.03	0.01	0.33
K ₂ O	4.01	2.67	1.96	2.74	2.52	7.96	0.14	0.16	0.16	1.58	4.82	6.92	2.50	4.18	3.51
TiO ₂	0.76	0.73	0.60	0.61	0.50	0.28	1.01	0.50	0.46	0.55	0.40	0.62	0.60	0.43	0.01
P ₂ O ₅	0.15	0.19	0.13	0.14	0.14	0.02	0.07	0.04	0.26	0.19	0.18	0.31	0.23	0.19	0.32
As ₂ O ₃	2.22	1.46	2.64	3.04	1.98	5.04	0.59	0.92	3.50	4.55	4.35	4.59	7.54	3.55	na
H ₂ O	0.24	0.15	0.59	0.96	0.29	0.62	0.04	0.07	0.14	0.31	0.15	0.11	0.11	0.15	na
S	0.05	0.15	0.02	0.02	0.06	0.04	0.40	0.40	0.44	8.56	19.98	27.55	9.43	12.99	15.12
Total	98.73	99.93	99.20	99.57	99.24	100.07	98.88	99.50	99.92	99.98	99.98	99.05	100.02	99.38	100.15
B	924	804	507	865	686	1157	116	115	544	962	1448	1448	668	1935	2158
Ca	64	87	87	74	55	27	6	12	52	77	6	6	111	74	46
Co	138	267	20	15	16	210	23	45	83	79	38	29	30	30	14
C	20	44	8	19	5	8	2	nd	28	58	nd	nd	nd	3	25
Cr	15	7	10	13	14	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	8	49	38	38	30	40	15	nd	nd	11	14	39	nd	12	12
Mn	1100	800	1000	1000	800	200	28	5	13	5	5	5	5	13	18
N	6	6	6	5	7	6	8	7	3	9	2	7	5	5	5
Na	39	5	4	3	22	10	15	10	11	16	nd	30	11	20	-
Ni	48	109	8	14	3	nd	5	5	3	6	1	4	6	6	-
P	4	11	20	8	14	13	5	8	67	546	26	16	16	79	50
Pr	105	86	75	86	70	221	nd	nd	nd	14	nd	nd	nd	nd	369
Sr	324	322	297	309	375	160	95	65	479	597	397	994	583	354	1408
Th	7	21	13	17	13	2	5	nd	9	139	7	14	15	15	9
Ti	170	172	121	139	102	50	48	29	92	145	345	192	174	126	195
V	27	20	28	27	22	4	12	4	5	10	4	11	13	9	9
Zn	75	52	88	91	43	6	14	10	29	16	9	8	17	21	15
Zr	161	113	115	106	126	56	155	111	47	111	68	99	134	103	25
Density ¹	2.71	2.79	2.65	2.68	2.60	2.73	2.55	2.66	nm	2.60	2.60	2.60	2.51	2.56	nm

Κλίμα στοιχεία σε % κ.β., ισοτοπία σε ppm; Fe₂O₃ = ολικός Σίδηρος σαν Fe₂O₃; (-)=δεν αναλύθηκε; nd=δεν αναλύθηκε; nm= δεν μετρήθηκε; (1): gr/cm³; 401, 665, 440, 644, 703; γ.α., μονόκυβική; 742: ανόθευτος; 739, 781, 792, 889, 902:δωδεκαεδρικός ανόθευτος; 590,654, 848, 848: οκταεδρ. 488: φεβρικός αλουνίτης. Major elements in wt.%. Trace elements in ppm; Fe₂O₃ = Total iron as Fe₂O₃; (-)=not analyzed; nd=not determined; nm= not measured; (1): gr/cm³; 401, 665, 440, 644, 703: Quartz-monzoniorite; 742: andesite; 739, 781, 792, 889, 902: dacitic andesite; 590,654, 848: dacite; 488: vein-type albite.

Αυτό επιβεβαιώνεται και απο πετρογραφικές παρατηρήσεις (διατήρηση της αρχικής υφής του πετρώματος, διατήρηση του μεγέθους των φαινοκρυστάλλων). Συντελεστές όγκου που διαφέρουν απο την μονάδα (π.χ $f_v = 1.59$, δείγμα 781 και 2.77 στο δείγμα 440) ερμηνεύονται με την έντονη παρουσία φλεβών λεπτόκοκκου αλουνίτη στο πρώτο και την έντονη ανακρυστάλλωση και σχηματισμό ακανόνιστων συγκεντρώσεων κορούνδιου-σερικίτη στο δεύτερο.

Σχετικές προσθήκες και απώλειες χημικών συστατικών όπως υπολογίσθηκαν με την παραπάνω μέθοδο παρουσιάζονται στην Εικόνα 2. Η αλουνιτώση του πετρώματος συνοδεύεται απο απώλεια Mg, Ca, Na, Rb και Si και προσθήκη Sr, Ba, Pb, P, K, V, S και H₂O. Τα στοιχεία Al, Cu, Fe, Zn, Ti παρουσιάζουν ακανόνιστη συμπεριφορά, σε γενικές όμως γραμμές ανακατανέμονται εντός της ζώνης εξαλλοίωσης. Τα στοιχεία Sr, Ba, Pb, K, S και H₂O ενσωματώνονται στο πλέγμα του αλουνιτη. Απο την ζώνη χαλαζία-διάσπορου απομακρύνθηκαν όλα τα στοιχεία εκτός του Si το οποίο έχει προστεθεί. Τι έχει αφαιρεθεί απο το δείγμα 644 ενώ έχει προστεθεί στο δείγμα 703. Η ζώνη κορούνδιου-σερικίτη χαρακτηρίζεται απο προσθήκη Si, Al, K, Ba, Cr, Pb, Rb και H₂O, και απώλεια Fe, Mg, Ca, P, Zn. Οι μεταβολές αυτές σχετίζονται με την διάσπαση των πρωτογενών ορυκτών και την δημιουργία χαλαζία, σερικίτη και κορούνδιου στο πέτρωμα.



Εικ. 2: Προσθήκες και απώλειες κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων σε μαγματικά πετρώματα περιοχής Κασσιτερών κατά την διάρκεια προχωρημένης αργιλικής εξαλλοίωσης. Α) Ζώνη κορούνδιου-σερικίτη, Β) Ζώνη χαλαζία-διασπόρου, Γ) Ζώνη χαλαζία-αλουνίτη. Οι προσθήκες και απώλειες κάθε συστατικού σε σχέση με την συγκέντρωσή του στο αρχικό πέτρωμα δίνονται σε %. Στα διαγράμματα αναγράφονται επίσης ο συντελεστής όγκου (f_v) και τα αντίστοιχα ζεύγη πετρωμάτων (τιμές/εξαλλοιωμένο) που χρησιμοποιήθηκαν για τους υπολογισμούς. Λόγω πολύ μεγάλων προσθηκών το θείο δεν παριστάνεται στα διαγράμματα.

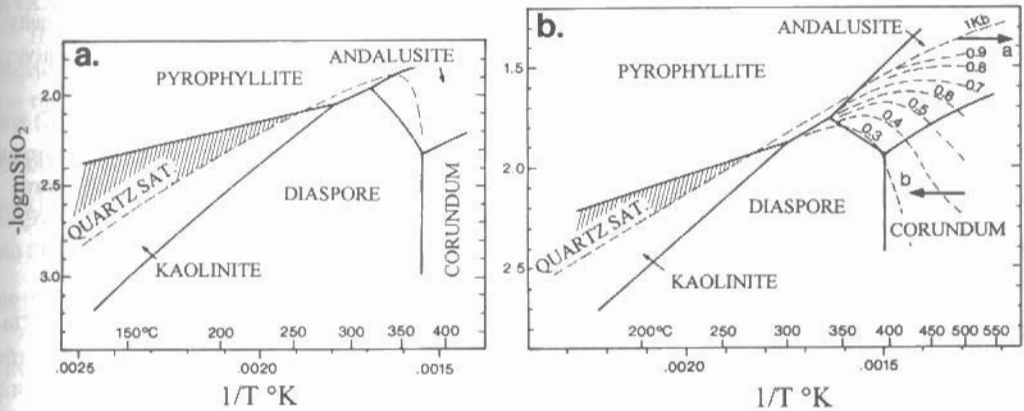
Fig. 2: Gains and losses of major and trace elements in various igneous rock types during advanced argillic alteration. A) corundum-sericite zone, B) quartz-diaspore zone, C) quartz-alunite zone. Gains and losses (in %) are calculated relative to the concentration of each component in the unaltered rock, using the volume factors (f_v) indicated in the plots. Sulfur is not plotted due to very large additions.

5. ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΠΡΟΧΩΡΗΜΕΝΗΣ ΑΡΓΙΛΛΙΚΗΣ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗΣ

Α. Παραγένεσις κορούνδιου-σερικίτη και χαλαζία-διάσπορου: Το κορούνδιο εντοπίστηκε σε σερικιτωμένο χαλαζιακό μονζοδιορίτη και διαχωρίζεται από τον χαλαζία (και Κ-ούχο άστριο/αλβίτη) μέσω μιάς στεφάνης σερικίτη. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει ότι η απόθεση του κορούνδιου έγινε από διαλύματα υποκορεσμένα σε πυρίτιο. Δεν είναι γνωστό εάν το κορούνδιο σχηματίστηκε ταυτόχρονα με τον σερικίτη ή εάν ανήκει σε μιά παλαιότερη (ποτασική) παραγένεση κορούνδιου + Κ-ούχου αστρίου, που στην συνέχεια επικαλύφθηκε από την σερικιτική εξαλλοίωση.

Για να προσδιορισθούν οι θερμοκρασίες και πιέσεις κάτω από τις οποίες σχηματίστηκε το κορούνδιο χρησιμοποιήθηκαν τα πειραματικά δεδομένα των Hemley et al. (1980). Όπως μπορεί να διαπιστωθεί από την Εικ. 3α το κορούνδιο είναι σταθερό σε θερμοκρασίες άνω των 370°C (± 10°C) σε πίεση κεκορεσμένων ατμών. Σε πίεση $P_{H_2O} = 1\text{kb}$, το κορούνδιο είναι σταθερό σε θερμοκρασίες άνω των 394°C (± 10°C). Από τις καμπύλες κορεσμού του χαλαζία (Εικ. 3β), συμπεραίνεται ότι κορούνδιο μπορεί να αποτεθεί από υδροθερικά διαλύματα τοπικά υποκορεσμένα σε πυρίτιο μετά από απότομη θέρμανση σε πιέσεις μεταξύ 0.8 and 1kb (κατεύθυνση α) ή μετά από απότομη ψύξη σε πιέσεις μεταξύ 0.6 and 0.3kb, λόγω της ανάδρομης συμπεριφοράς των καμπυλών κορεσμού χαλαζία σε πιέσεις χαμηλότερες των 600 bar (κατεύθ. β).

Ένας μηχανισμός απότομης θέρμανσης, όπως υποδεικνύεται από την κατεύθυνση α, δεν πιστεύεται ότι είναι υπεύθυνος για τον σχηματισμό του κορούνδιου στις Κορυφές λόγω της απουσίας ανδαλουσίτη από την παραγένεση. Αντίθετα ένας μηχανισμός απότομης ψύξης των υδροθερμικών διαλυμάτων σε πιέσεις κάτω των 600 bars (ανάδρομη κατεύθυνση β) θα μπορούσε να αποθέσει τη παραγένεση κορούνδιου-σερικίτη στις Κορυφές. Μια απότομη ψύξη σε πιέσεις μικρότερες των 600 bars θα μπορούσε να διαλύσει τον χαλαζία προκαλώντας διαλύματα υποκορεσμένα σε πυρίτιο. (Steeff & Atkinson, 1984).



Εικ. 3: Πεδία σταθερότητας στο σύστημα $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ για πίεση $P_{H_2O} = \text{πίεση κεκορεσμένων ατμών}$ (3a) και $P_{H_2O} = 1\text{Kb}$ (3b) σύμφωνα με τους Hemley et al. (1980). Οι καμπύλες διαλυτότητας του χαλαζία για πιέσεις 0.3 έως 1Kb σχεδιάστηκαν με βάση τα δεδομένα του Fournier (1985). Η γραμμοσκιασμένη περιοχή παριστά την παραγένεση χαλαζία-καολινίτη (+αλουνίτη).

Fig. 3: Phase relations in the $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system at $P_{H_2O} = \text{vapor saturation pressure}$ (3a) and $P_{H_2O} = 1\text{ kb}$ (3b) modified after Hemley et al. (1980). Quartz solubility shown at 0.3-1Kb (after Fournier, 1985). Stippled area represent the quartz-kaolinite (+alunite) rich assemblage.

Η παραγένεση μη ισορροπίας χαλαζία + διάσπορου (± πυροφυλλίτη) που παρατηρήθηκε στις Κορυφές σχηματίστηκε πιθανόν σε θερμοκρασίες μεταξύ 285Α και 320°C κάτω από συνθήκες κεκορεσμένων ατμών. Η Εικ. 3 επίσης επιτρέπει τον προσδιορισμό ενός ανώτερου όριου θερμοκρασίας για τον σχηματισμό της παραγένεσης χαλαζία-αλουνίτη-καολινίτη στους 260°C.

B. Παραγένεση χαλαζία-αλουνίτη-καολινίτη: Κατά την διάρκεια του τρίτου στάδιου προχωρημένης αργιλλικής εξαλλοίωσης, ο αλουνίτης σχηματίζει βελονοειδείς κρυστάλλους που αντικαθιστούν φαινοκρυστάλλους μαγματικών πετρωμάτων, φτάνουν σε μέγεθος μέχρι και τα 500μm και είναι πλούσιος σε PO₄ (Πίν. 1). Τα παραπάνω χαρακτηριστικά είναι ενδεικτικά υπογενετικής, μαγματικής-υδροθερμικής προέλευσης (Rye et al., 1992). Μαγματικής-υδροθερμικής προέλευσης είναι και οι πολύ αδρομερείς, αλουνίτες που πληρούν τις φλέβες αλουνίτη-βαρίτη. Μετρήσεις ρευστών εγκλεισμάτων σε κρυστάλλους αλουνίτη από ζώνη πορώδους πυριτώσεως στην θέση Παναγίτσα έδωσαν θερμοκρασίες ομογενοποίησης μεταξύ 210Α and 250°C και αλατότητες περί τα 2.0 % κ.β ισοδ. NaCl (Voudouris, 1993).

Αντίθετα οι λεπτόκοκκοι αλουνίτες συνοδεύονται από οπαλιτώση-χαλκηδονιώχο πυριτώση, σχηματίστηκαν σε υπεργενετικό περιβάλλον από κατερχόμενα όξινα διαλύματα χαμηλών θερμοκρασιών πάνω από ζώνες βρασμού των υδροθερμικών διαλυμάτων σε θερμοκρασίες κάτω των 110°C (White & Hedenquist, 1990).

6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη των ζωνών προχωρημένης αργιλλικής εξαλλοίωσης συμπληρώνει προηγούμενες έρευνες στην περιοχή και δίνει πρόσθετες πληροφορίες για την εξέλιξη των μαγματικών-υδροθερμικών και γεωθερμικών διαδικασιών που έλαβαν χώρα στις Κασσιτερές.

- Η στενή σχέση στον χώρο των παραγένεσεων κορούνδιου-θερική και χαλαζία-διάσπορου με τις μονζοδιοριτικές-διοριτικές διεσόδσεις και την εμφάνιση πορφυρικού χαλκού στις Κορυφές υποδεικνύει πιθανόν την ύπαρξη γενετικής σχέσης σχέσης μεταξύ αυτών. Η εμφάνιση υδροθερμικού κορούνδιου δεν είναι συνηθής σε κοιτάσματα πορφυρικού ή επιθερμικού τύπου, και έχει αναφερθεί στα κοιτάσματα πορφυρικού χαλκού-μολυβδαίνιου στο El Salvador της Χιλής (Gustafson & Hunt, 1975), Butte της Μοντάνα (Brimhall, 1977), North Sulawesi στην Ινδονησία (Lowder & Dow, 1978) και Elkhorn της Μοντάνα (Steeffel & Atkinson, 1984). Στο επιθερμικό κοιτάσμα Ag-Cu-Au στο Equity Silver στην Βρετανική Κολομβία, κορούνδιο απαντά σε ζώνες εξαλλοίωσης πλούσιες σε αλουμίνιο μαζί με άλλα αλουμινούχα ορυκτά (Wodjak & Sinclair, 1984).

Στην περιοχή Κασσιτερών κορούνδιο σχηματίστηκε σε υψηλές θερμοκρασίες (370Α-400°C) και πιέσεις κάτω των 0,6kb, από διαλύματα υποκορεσμένα σε πυρίτιο πιθανόν μετά από μία απότομη ψύξη μαγματικών-υδροθερμικών διαλυμάτων λόγω ανάμιξης με κατερχόμενα μετεωρικά διαλύματα.

- Η παραγένεση χαλαζία-διάσπορου σχηματίστηκε σε θερμοκρασίες 285Α-320°C από όξινα διαλύματα τα οποία σχηματίστηκαν έπειτα από συμπύκνωση μαγματικών αερίων πλούσιων σε HCl (σε μικρότερο βαθμό σε SO₂) που απελευθερώθηκαν από τις υποψαιστειακές διεσόδσεις.

- Ο σχηματισμός των υπογενετικών ζωνών όξινης-θεικής εξαλλοίωσης (παραγένεση χαλαζία-αλουνίτη) αποδίδεται σε μία νέα δράση μαγματικών αερίων. Τα αέρια αυτά δεν είναι γνωστό εάν προήλθαν από τους μονζοδιοριτικούς/διοριτικούς υποψαιστείτες ή από μεταγενέστερες διεσόδσεις μαγματιτών (π.χ. ρουδακίτικες φλέβες). Η σχέση μεταξύ της ζώνης χαλαζία + διάσπορου ± πυροφυλλίτη ± αλουνίτη στις Κορυφές και της υπογενετικής όξινης-θεικής εξαλλοίωσης δεν έχει αποσαφηνιστεί. Η αφθονία αλουνίτη στην υπογενετική όξινο-θεική παραγένεση υποδεικνύει υψηλή περιεκτικότητα της αέριας φάσης σε διοξείδιο του θείου. Επίσης οι υπογενετικές αλουνιτώσεις σχηματίστηκαν σε ένα μεταγενέστερο στάδιο και σε χαμηλότερες θερμοκρασίες (210Α-250°C) απ'ότι οι ζώνες χαλαζία-διάσπορου. Τα έντονα διαβρωτικά, οξειδωτικά και όξινα-θεικά διαλύματα που ήταν υπεύθυνα για την δημιουργία των υπογενετικών αλουνιτώσεων καθώς και των ζωνών πορώδους και συμπαγούς πυριτώσεως προήλθαν από την συμπύκνωση και διάλυση ανερχόμενων μαγματικών ατμών πλούσιων σε διοξείδιο του θείου μέσα σε μετεωρικά νερά. Οι χαμηλές αλατότητες που μετρήθηκαν στους αδρομερείς αλουνίτες ερμηνεύονται με διαδικασίες ανάμιξης ενός μαγματικού ατμού χαμηλής αλατότητας με κατερχόμενα μετεωρικά νερά, σε συμφωνία με παρατηρήσεις σε επιθερμικά κοιτάσματα υψηλού θείου σε άλλες περιοχές (Απίπας, 1995). Οι ορυκτολογικές αλλαγές που έλαβαν χώρα κατά την

διάρκεια της όξινης-θειικής εξαλλοίωσης των μαγματικών πετρωμάτων στις Κασσιτερές ήταν το αποτέλεσμα μετασωματικών διαδικασιών από μαγματικά-υδροθερμικά διαλύματα πλούσια σε K, Pb, Rb και S. Πιθανόν τα παραπάνω στοιχεία να μεταφέρθηκαν στο επιθερμικό περιβάλλον υπό μορφή μαγματικών αερίων όπως δείχνουν μελέτες σε ατμίδες υψηλών θερμοκρασιών σε ενεργά ηφαιστεια (Symonds et al., 1987; Hedenquist, 1995).

- Η ανάπτυξη στην περιοχή των Κασσιτερών υδροθερμικών εξαλλοιώσεων και μεταλλοφοριών χαρακτηριστικών επιθερμικών συστημάτων χαμηλού θείου (ζώνες αδουλάριου, μεταλλοφόρες φλέβες ζωνόδους ανάπτυξης, κλπ.), υποδεικνύει την εξέλιξη του συστήματος από ένα στάδιο που κυριαρχείται από μαγματικούς ατμούς σε ένα γεωθερμικό στάδιο που είναι λιγότερο αντιδραστικό, αλλά περισσότερο ουδέτερο και αναγωγικό. Αυτό είναι αποτέλεσμα της αντίδρασης του υδροθερμικού ρευστού με τα περιβάλλοντα πετρώματα και της αυξημένης συμμετοχής μετεωρικών νερών στο σύστημα (Arribas, A.Jr., 1996, γραπτ. ενημ.; Hedenquist 1995). Βρασμός των γεωθερμικών ρευστών οδήγησε στην απελευθέρωση ατμών πλούσιων σε H₂S οι οποίοι αφού συμπυκνώθηκαν και οξειδώθηκαν στον υδροφόρο ορίζοντα, σχημάτισαν όξινα- θειικά διαλύματα που ήταν υπεύθυνα για την ανάπτυξη των υπεργενετικών ζωνών προχωρημένης αργιλικής εξαλλοίωσης σε θερμοκρασίες κάτω των 110°C. Οι ζώνες με χαλκηδόνη που παρατηρήθηκαν νότια της Παναγίτσας (πιθανόν προήλθαν από ανακρυστάλλωση αμόρφου πυριτίου) αντιπροσωπεύουν την βάση του παλαιουδροφόρου ορίζοντα όπου έγινε η συμπύκνωση των αερίων που ελευθερώθηκαν από βαθύτερες ζώνες βρασμού του συστήματος.

- Η επικάλυψη μαγματικών-υδροθερμικών ζωνών από υπεργενετικές ζώνες προχωρημένης αργιλικής εξαλλοίωσης στην περιοχή Κασσιτερών είναι το αποτέλεσμα συνεχούς μαγματικής-υδροθερμικής και γεωθερμικής δράσης, ανύψωσης και διάβρωσης στο ηφαιστειακό κέντρο των Κασσιτερών.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα εργασία έγινε στα πλαίσια μιας υποτροφίας που χορηγήθηκε στον Π. Βουδούρη από το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών (I.K.Y.). Ευχαριστούμε τον κ. Δρ. Matthies, Πανεπιστήμιο Αμβούργου, για την εκτέλεση την χημικών αναλύσεων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ARRIBAS, A. JR. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid. In J.F.H. Thompson (ed.), *Magma, Fluids, and Ore Deposits*. Min. Assoc. Canada Short Course, 23, 419-454.
- BRIMHALL, G.H. JR. 1977. Early fracture-controlled disseminated mineralization at Butte, Montana. *Econ. Geology*, 72, 37-59.
- FINLOW-BATES, T. & STUMPF, E.F. 1981. The behaviour of the so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineral. Deposita*, 16, 319-328.
- FOURNIER, R.O. 1985. The behaviour of silica in hydrothermal solutions, in Berger, B.R., & Bethke, P.M., (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Rev. Econ. Geology*, 2, 45-61.
- GRESENS, R.L. 1967. Composition-volume relations of metasomatism. *Chem. Geology*, 2, 47-65.
- GUSTAFSON, L.B. & HUNT, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geology*, 70, 857-912.
- HAYBA, D.O., BETHKE, P.M., HEALD, P., & FOLEY, N.K. 1985. Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits, in Berger, B.R., and Bethke, P.M. (eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal systems*. *Rev. Econ. Geology*, 2, 129-167.
- HEALD, P., FOLEY, N.K., & BRIMHALL, G.H. JR. 1987. Epithermal mineralization of volcanic-hosted epithermal

deposits: Acid Sulfate and Adularia-Sericite types. *Econ. Geology*, 82, 1-26.

- HEDENQUIST, J.W. 1995. The ascent of magmatic fluid: Discharge versus mineralization. In J.F.H. Thompson (ed.), *Magma, Fluids, and Ore Deposits*. Min. Assoc. Canada Short Course. 23, 263-289.
- HEMLEY, J.J., MONTROYA, J.W., MARINENKO, J.W., & LUCE, R.W. 1980. Equilibria in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and some general implications for alteration/mineralization processes. *Econ. Geology*, 75, 210-228.
- HENLEY, R.W. & ELLIS, J. 1983. Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review. *Earth Sci. Reviews*, 19, 1-50.
- LOWDER, G.G. & DOW, J.A.S. 1978. Geology and exploration of porphyry copper deposits in north Sulawesi, Indonesia. *Econ. Geology*, 73, 373-408.
- MCLEAN, W.H. & KRANIDIOTIS, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfers in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geology*, 25, 44-49.
- MAYER, C., & HEMLEY, J.J. 1967. Wall-rock alteration, In Barnes, H.L. (ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York, Holt Rinehart and Winston, 166-235.
- MICHAEL, C. 1993. Geology and geochemistry of epithermal gold deposit in Konos area, I.G.M.E. internal report (in Greek), 75pp.
- MICHAEL, C., PERDIKATIS, V., DIMOU, E., & MARANTOS, I. 1995. Hydrothermal alteration and ore deposition of precious metal deposit of Agios Demitrios, Konos area, Northern Greece. *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.*, 4, 778-782.
- RYE, R.O., BETHKE, P.M., & WASSERMAN, M.D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Econ. Geology*, 87, 225-262.
- STEEFEL, C.I. and ATKINSON, W.W., Jr. 1984. Hydrothermal andalusite and corundum in the Elkhorn district, Montana. *Econ. Geology*, 79, 573-579.
- SYMONDS, R.B., ROSE, W.I., REED, M.H., LICHTER, F.E., & FINNEGAN, D.L. 1987. Volatilization, transport and sublimation of metallic and non-metallic elements in high temperature gases at Merapi volcano, Indonesia. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 51, 2083-2101.
- VOUDOURIS, P. 1993. Mineralogical, geochemical and fluid inclusion studies on epithermal vein-type gold-silver mineralizations at Kassiteres/Sapes, (NE- Greece). Unpub. Ph.D. thesis, Univ. Hamburg, 218pp.
- VOUDOURIS, P., & ARIKAS, K. 1994. Epithermal Au-Ag-mineralizations in Kassiteres/Sape, NE-Greece: Geological, mineralogical and fluid inclusion studies. *Bull. Geol. Soc. Greece*, (in press, in German with English abstract).
- WHITE, N.C., & HEDENQUIST, J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes and guidelines for exploration In Hedenquist, J.W., White, N.C., Siddeley, G., (eds), *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: Geology, Geochemistry, Origin and Exploration*, II, *Jour. Geochem. Explor.* 36, 445-474
- WODJAK, P.J. & SINCLAIR, A.J. 1984. Equity Silver silver-copper-gold deposit: Alteration and fluid inclusion studies. *Econ. Geology*, 79, 969-990.