# ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΧΡΗΣΤΟΣ Λ. ΣΤΕΡΓΙΟΥ

# ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΩΝ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΣΤΟ ΚΑΛΟΤΥΧΟ ΞΑΝΘΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



## ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2012

15/2/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

## ΧΡΗΣΤΟΣ Λ. ΣΤΕΡΓΙΟΥ

## ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΩΝ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΣΤΟ ΚΑΛΟΤΥΧΟ ΞΑΝΘΗΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Εργαστήριο Κοιτασματολογίας

Επιβλέπων Καθηγητής

Λέκτορας Βασίλειος Μέλφος

©Χρήστος Λ. Στεργίου, Εργ.Κοιτασματολογίας, 2012 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΩΝ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΣΤΟ ΚΑΛΟΤΥΧΟ ΞΑΝΘΗΣ

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

## Πίνακας Περιεχομένων

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	4
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	5
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ	6
2.1. ΜΑΖΑ ΡΟΔΟΠΗΣ	6
2.2. ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ	7
2.3. Τριτογενής μαγματισμός	10
2.4. Τεκτονική και συνθήκες μεταμόρφωσης	12
2.5. Γεωτεκτονική εξέλιξη	13
2.6. Εμφανίσεις μεταλλοφοριών επιθερμικού και πορφυριτικού τύπου στη μάζα τη Ροδόπης	ς 15
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΑΛΟΤΥΧΟΥ	21
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΙΣ	28
4.1. ГENIKA	28
4.2. ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ	29
4.3. ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΑ ΡΕΥΣΤΑ	34
4.4. ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΕΣ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΙΣ ΣΤΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	37
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	43
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ	44
6.1. ΛΕΠΤΕΣ ΤΟΜΕΣ	44
6.2. ΣΤΙΛΠΝΕΣ ΤΟΜΕΣ	61
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΠΕΡΙΘΛΑΣΙΜΕΤΡΙΑ	68
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. ΣΥΖΗΤΗΣΗ	68
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	72
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	72
ПАРАРТНМА	80

# ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Με την ολοένα και αυξανόμενη ζήτηση της σύγχρονης κοινωνίας σε πρώτες ύλες με σκοπό την κάλυψη των παραγωγικών αναγκών της, αλλά και εξαιτίας των οικονομικών δυνατοτήτων που αυτές προσφέρουν στο πλαίσιο της σύγχρονης οικονομικής κρίσης, μοιραία στρέφεται το ενδιαφέρον σύσσωμης της κοινωνίας, από τα ανώτατα κυβερνητικά κλιμάκια μέχρι τον απλό πολίτη, στην αναζήτηση των μεταλλευτικών δυνατοτήτων της κάθε χώρας. Μέσα στην πληθώρα υπερβολικών απόψεων και δημοσιευμάτων αλλά και ρητορικών ομιλιών, που έχουν ως αποτέλεσμα ηθελημένα ή μη να αποπροσανατολίζουν την κοινή γνώμη, η θέση του γεωλόγου είναι να διαφωτίζει την κοινωνία για το ποιες είναι πραγματικά οι δυνατότητές της.

Μάλιστα όσον αφορά τις χώρες της Ευρωπαϊκής Ένωσης, και σύμφωνα με το δόγμα Verheugen αυτές οφείλουν να στραφούν στην εξόρυξη του ορυκτού τους πλούτου όταν αυτός χαρακτηρίζεται ως εκμεταλλεύσιμος. Και όλα αυτά στην προσπάθεια των Ευρωπαϊκών κρατών να γίνουν όσο το δυνατόν πιο αυτόνομα στα θέματα των πρώτων υλών. Η αναζήτηση και η έρευνα για νέα κοιτάσματα και νέες πηγές πρώτων υλών ήταν βέβαια πάντα κύρια απασχόληση του γεωλόγου. Έτσι στις νέες συνθήκες που αναπτύσσονται, τα κράτη οφείλουν να συνεργαστούν με το επιστημονικό δυναμικό τους, ώστε να κατανοήσουν καλύτερα τις δυνατότητές τους, αλλά και να μπορούν να ελέγχουν μέσω αυτού τη δράση των επενδυτικών παραγόντων που θα δραστηριοποιηθούν για να αναλάβουν την εξόρυξη πρώτων υλών στην επικράτειά τους.

Στη προσπάθεια λοιπόν της τοποθέτησης στο χάρτη περισσότερων περιοχών με κοιτασματολογικό ενδιαφέρον, η διπλωματική αυτή εργασία προσπαθεί για πρώτη φορά να ερμηνεύσει και να παρουσιάσει τις επιθερμικές μεταλλοφορίες που απαντώνται στη περιοχή Καλότυχου Ξάνθης. Για την πολύτιμη βοήθεια και καθοδήγησή του στην προσπάθεια αυτή, αλλά και για την εμπιστοσύνη του θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή, Λέκτορα κ. Β. Μέλφο. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Διευθυντή του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας Καθηγητή κ. Κ. Μιχαηλίδη, για την άδεια χρήσης των μικροσκοπίων του Τομέα όπως και την φοιτήτρια Ε. Τσιριγώτη για την βοήθειά της στην ψηφιοποίηση ορισμένων σχημάτων. Τέλος, ευχαριστώ την οικογένεια μου για τη γενικότερη υποστήριξή της στην προσπάθεια ολοκλήρωσης των προπτυχιακών σπουδών μου, ύστατο κομμάτι των οποίων αποτελεί η παρούσα διπλωματική εργασία.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο Θουκυδίδης στην «Ιστορία» γράφει ότι: «Ο πόλεμος δεν είναι τόσο θέμα όπλων όσο θέμα χρημάτων» φυσικά θέλοντας να τονίσει την ανάγκη ύπαρξης ικανού ποσού χρημάτων, με βάση το οποίο θα γίνει ο σχεδιασμός και η πραγματοποίηση ενός πολέμου. Κατά την αρχαιότητα, χρήμα σήμαινε εμπόριο και εμπόριο σήμαινε πρώτες ύλες, όπως σιτηρά, λάδι, κρασί, υφάσματα κ.ά. αλλά και μεταλλεύματα όπως χρυσός, άργυρος, μόλυβδος, σίδηρος και χαλκός. Τα σημαντικότερα μεταλλευτικά κέντρα της Ελλάδας, όπως το Λαύριο και η ΒΑ Χαλκιδική, αλλά και το Παγγαίο, η Σκαπτή Ύλη (Παλιά Καβάλα), η Θάσος και η Σίφνος, από την αρχαιότητα έως και τις μέρες μας έχουν ερευνηθεί και έχουν υποστεί εκμετάλλευση σε μεγάλο βαθμό. Η αναζήτηση όμως και η έρευνα για νέες μεταλλοφόρες περιοχές δεν σταμάτησε ποτέ, εφόσον θεμελιώδους σημασίας για την ανάπτυξη του πολιτισμού αποτέλεσαν και αποτελούν οι ορυκτές πρώτες ύλες, δηλαδή τα μεταλλικά και μη μεταλλικά ορυκτά και πετρώματα.

Έτσι από την αρχαιότητα ακόμη η περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, αποτέλεσε σημαντικό χώρο έρευνας, ανακάλυψης και εκμετάλλευσης μεταλλικών ορυκτών. Καθοριστικό ρόλο στην ιστορία της αρχαίας Ελλάδας διαδραμάτισαν κατά καιρούς ο χρυσός και ο άργυρος των μεταλλείων της Θράκης και της Μακεδονίας. Σύμφωνα με τον Βαβελίδη (2004) ο Ηρόδοτος (Ιστορ. VI,46-47) και ο Θουκυδίδης (I,100,2) αναφέρουν ότι ο σημαντικότερος παράγοντας του πλούτου της Θάσου ήταν τα μεταλλεία της. Ένα άλλο παράδειγμα είναι η οικονομική δύναμη που αντλούσαν οι Αθηναίοι κατά την περίοδο του Πελοποννησιακού πολέμου από τα μεταλλεία αργύρου που έλεγχαν στη Θάσο και στη Σκαπτή Ύλη (Παλιά Καβάλα), τα οποία μάλιστα άνηκαν στο Θουκυδίδη. Επίσης, ο Διόδωρος Σικελιώτης αναφέρεται στη μεγάλη οικονομική δύναμη που προσέδωσαν στο Φίλιππο Β' τα μεταλλεία χρυσού που κατείχε στην Ανατολική Μακεδονία και τη Θράκη, δίνοντάς του τη δυνατότητα να κατακλείσει την αρχαία αγορά με το δικό του χρυσό νόμισμα, το «φιλίππειον», το οποίο λόγω της υψηλής του καθαρότητας (996 χιλιοστά) εκτόπισε το περσικό «δαρικό» (Βαβελίδης 2004). Το μεγάλο ενδιαφέρον για τις μεταλλοφορίες της Θράκης συνεχίστηκε και στους νεότερους χρόνους. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η προσπάθεια εκμετάλλευσης από τους Γερμανούς κατά Β' Παγκόσμιο Πόλεμο των μεταλλευμάτων στη περιοχής της Κίρκης Έβρου. Αλλά και σήμερα το ενδιαφέρον των επενδυτών είναι μεγάλο για διάφορες μεταλλοφορίες της Θράκης με επίκεντρο αυτές στην περιοχή του Περάματος Έβρου και Σαπών Ροδόπης. Σχεδόν το σύνολο αυτών των μεταλλοφοριών, όσον αφορά την κοιτασματολογία τους, αποτελούν επιθερμικά κοιτάσματα χαμηλής και υψηλής θείωσης (Arrikas and Voudouris 1998, Melfos et al. 2003). Το γεγονός αυτό προκάλεσε και προκαλεί το μεγάλο επιστημονικό ερευνητικό ενδιαφέρον για τα επιθερμικά κοιτάσματα της περιοχής της μάζας της Ροδόπης, το οποίο ενδιαφέρον προκάλεσε και την συγγραφή της παρούσας εργασίας.

Αντικείμενο της πτυχιακής αυτής εργασίας αποτελεί η ορυκτολογική και κοιτασματολογική μελέτη των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων και της επιθερμικής μεταλλοφορίας στη περιοχή του Καλότυχου Ξάνθης. Στα ηφαιστειακάυποηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής εντοπίζονται εκτεταμένες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις και μία εκτεταμένη επιθερμική μεταλλοφορία. Σκοπός της έρευνας είναι ο προσδιορισμός της ορυκτολογικής σύστασης της μεταλλοφορίας όπως και η μελέτη της χημικής της σύστασης σε βασικά και ευγενή μέταλλα. Επίσης μελετήθηκε η σημασία των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, η σχέση τους με τις μεταλλοφορίες καθώς και οι συνθήκες σχηματισμού της μεταλλοφορίας στο πλαίσιο της ευρύτερης γεωλογικής εξέλιξης της μάζας της Ροδόπης κατά το Τριτογενές.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

## 2.1. MAZA PO $\Delta O\Pi H\Sigma$

Η μάζα της Ροδόπης στην Ελλάδα (Σχήμα 2.1.) τοποθετείται γεωγραφικά στην περιοχή της Θράκης και της Ανατολικής Μακεδονίας. Το δυτικό της όριο βρίσκεται στην γραμμή που σχηματίζει ο Στρυμόνας ποταμός. Το όριο της αυτό με την Σερβομακεδονική μάζα, εντοπίζεται κάτω από τα ιζήματα της λεκάνης του Στρυμόνα χωρίς να είναι ορατό, παρά μόνο σε μερικά σημεία (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 2.1. Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων ζωνών στην ΒΑ Ελλάδα, σύμφωνα με τον Μουντράκη (2010), όπου φαίνεται η μάζα της Ροδόπης στην Ελλάδα. Rh= Μάζα της Ροδόπης, Sm= Σερβομακεδονική μάζα, CR= Περιροδοπική ζώνη, Ax= Ζώνη Αξιού και Pl= Πελαγονική ζώνη.

Ο γεωτεκτονικός χαρακτήρας της μάζας της Ροδόπης στην εξέλιξη της Μεσογείου ορίζεται από τα πιο σύγχρονα λιθοσφαιρικά μοντέλα ως καθαρά ηπειρωτικός. Για την προέλευση της μάζας υπάρχουν δύο θεωρίες όπως αναφέρει ο Μουντράκης (2010). Η πρώτη υποστηρίζει ότι η μάζα της Ροδόπης είναι τμήμα της πλάκας της Ευρασίας, ενώ η δεύτερη υπόθεση υποστηρίζει ότι η μάζα αυτή αποτελεί Κιμμερικό ηπειρωτικό τέμαχος το οποίο αποσπάστηκε από την Godwana και ενσωματώθηκε στην Ευρασία κινούμενο βορειοανατολικά.

## 2.2. ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

Η μάζα της Ροδόπης αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα το πάχος των οποίων υπολογίζεται μεταξύ των 10 και 20 km (Μουντράκης 2010). Διαιρείται σε δύο τεκτονικές ενότητες (Σχήμα 2.2.): στην ανώτερη τεκτονική «ενότητα του Σιδηρόνερου» στα βόρεια, κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων, και στην κατώτερη τεκτονική «ενότητα του Παγγαίου» που περιλαμβάνει τη δυτική και νοτιοδυτική Ροδόπη (Μουντράκης 2010).

#### 2.2.1. Ενότητα Σιδηρόνεριου

Η ενότητα Σιδηρόνερου αποτελείται κυρίως από ορθογνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους και αμφιβολίτες με λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων και μιγματίτες. Αν

και τεκτονικά τοποθετείται πάνω από την ενότητα Παγγαίου, η ηλικία των πετρωμάτων δείχνει ότι είναι παλαιότερη από αυτήν. Λεπτομερέστερες έρευνες από τους Mposkos and Krohe (2000), Krohe and Mposkos (2002) διέκριναν στην ενότητα αυτή τέσσερις επιμέρους μικρότερες ενότητες με βάση κριτήρια πετρολογικά και μεταμορφικά. Οι υποενότητες αυτές (Σχήμα 2.3) από τα δυτικά προς τα ανατολικά είναι οι παρακάτω:

— Н «υποενότητα Σιδηρόνερου» αποτελείται που από μιγματίτες, ορθογνεύσιους, παραγνεύσιους, αμφιβολίτες, μεταπηλίτες και εκλογίτες και εντοπίζεται στη περιοχή Δράμας και Ξάνθης.

- Η «υποενότητα Κάρδαμου» που αποτελείται από αλβιτικούς γνεύσιους, μεταπηλίτες, παραγνεύσιους, μιγματιτικούς και πηλιτικούς γνευσίους, μεταβασίτες και ενστρώσεις μαρμάρων. Εντοπίζεται στη περιοχή Κομοτηνής.

- Η «υποενότητα Κεχρίου» αποτελούμενη από ορθογνεύσιους, πηλιτικούς γνευσίους, μεταπηλίτες, μιγματίτες, εκλογίτες – αμφιβολίτες και υπερβασικά πετρώματα που παρεμβάλλονται τεκτονικά. Εντοπίζεται στην ανατολική Ροδόπη στην περιοχή του χωριού Κεχρί μέχρι τα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα.

— Τέλος, η «υποενότητα Κίμης» που αποτελείται από μετα-ιζήματα και μεταπυριγενή πετρώματα πολύ υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης, με πιέσεις 25 Kb, αμφιβολιτιωμένους εκλογίτες, γρανιτικούς ορθογνευσίους και υπερβασικά πετρώματα, όπως περιδοτίτες και πυροξενίτες. Εντοπίζεται στη περιογή Έβρου -Ορεστιάδας καθώς και σε μια μικρή εμφάνιση στην κεντρική Ροδόπη, ΒΔ της Κομοτηνής.

#### 2.2.2 Ενότητα Παγγαίου

Η ενότητα Παγγαίου (Σχήμα 2.2 και 2.3), σύμφωνα με τον Μουντράκη (2010), αποτελείται από έναν κατώτερο ορίζοντα με ορθογνευσίους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες, ένα μεγάλου πάγους μεσαίο ορίζοντα μαρμάρων και έναν ανώτερο ορίζοντα με εναλλαγές σχιστολίθων και μαρμάρων. Η ενότητα αυτή θεωρείται νεότερη από αυτή του Σιδηρόνερου. Τα μάρμαρα εμφανίζονται λεπτοστρωματώδη έως παχυστρωματώδη και είναι ανοιχτότεφρα έως σκοτεινότεφρα. Κατά θέσεις εναλλάσσονται με σχιστολίθους ή μεταβαίνουν πλευρικά σε αυτούς.



Σχήμα 2.2. Γεωλογική τομή στην περιοχή Σιδηρόνερου Δράμας. Στη σχηματική αυτή τομή φαίνονται οι λιθοστρωματογραφίες των δυο ενοτήτων, Σιδηρόνερου και Παγγαίου, της μάζας της Ροδόπης και η σχετική τους θέση (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 2.3. Οι γεωτεκτονικές ενότητες στη Θράκη και την Αν. Μακεδονία. 1: Σχηματισμοί της Περιροδοπικής ζώνης στον Έβρο, 2 και 3: Ενότητες Βερτίσκου και Κερδυλλίων της Σερβομακεδονικής μάζας, 4: Ενότητα Κίμης, 5 και 6: κυρίως Ενότητα Σιδηρόνερου, 7: Ενότητα Κέχρου, 8: Ενότητα Καρδάμου, 9: Συμπτυχωμένα πυριγενή πετρώματα της Ενότητας Καρδάμου, 10: Ενότητα Παγγαίου, 11: Πλουτωνίτες 23-38 Ma, 12 και 13: Μολασσικά ιζήματα Ανωτέρου Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου, 14: Μειοκαινικά ιζήματα, 15: Ιζήματα Πλειο-Πλειστοκαίνου, 16: Ρήγματα (κατά Mposkos and Krohe 2000).

#### 2.3. Τριτογενής μαγματισμός

Στη μάζα της Ροδόπης εμφανίζονται πολλοί μικροί και μεγάλοι πυριγενείς όγκοι που διεισδύουν στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματά της (Σχήμα 2.4), με τη δημιουργία μερικές φορές εκτεταμένων φαινομένων μεταμόρφωσης επαφής και ορισμένες φορές με σημαντική μεταλλοφορία. Τα πυριγενή αυτά πετρώματα είναι πλουτωνικά και ηφαιστειακά.

Οι πλουτωνίτες είναι κυρίως μοσχοβιτικοί, βιοτιτικοί και κεροστιλβικοί γρανίτες, γρανοδιορίτες, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες, τοναλίτες και διορίτες, και σχετίζονται με την εφελκυστική τεκτονική που έλαβε χώρα κατά την εξέλιξη της υποβύθισης της Νέο-Τηθύος κάτω από την Ελληνική Ενδοχώρα (Μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής). Н ηλικία των πλουτωνιτών έχει υπολογιστεί uε ραδιοχρονολογήσεις ως Τριτογενής (Ολιγόκαινο - Μειόκαινο, 50-14 Μa). Οι σημαντικότεροι Τριτογενείς πλουτωνικοί όγκοι της Ελληνικής Ροδόπης είναι του Παγγαίου, του Συμβόλου - Καβάλας, της Βροντούς, του Παρανεστίου, της Ξάνθης και του Πανοράματος (Christofides et al. 1998). Σημαντικός είναι επίσης ο πλουτωνικός όγκος του γρανίτη της Ελατιάς που βρίσκεται μέσα στην ενότητα Σιδηρονερίου, και ο οποίος τοποθετείται στο Άνω Κρητιδικό (87 Ma).

Τα ηφαιστειακά πετρώματα της Ροδόπης κατανέμονται σε δύο περιοχές. Η μία εντοπίζεται στη περιοχή Φερρών – Σαπών και η άλλη βόρεια της Ξάνθης – Κομοτηνής στα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα (Μουντράκης 2010). Η σύσταση των ηφαιστειακών αυτών πετρωμάτων κυμαίνεται από βασαλτική έως ρυολιθική, με εμφάνιση πετρολογικών τύπων όπως βασάλτες, ανδεσίτες, λατίτες, δακίτες, τραχύτες και ρυόλιθοι. Ανήκουν σε ασβεσταλκαλικές και σονσονιτικές σειρές που σχηματίστηκαν κατά την Τριτογενή εφελκυστική τεκτονική, όπως και για τον πλουτωνισμό, δεδομένου ότι και η ηλικία των ηφαιστειακών προέκυψε κυρίως Ολιγοκαινική (35-25 Ma).

Τα ηφαιστιεακά πετρώματα της Ροδόπης (Σχήμα 2.4), όπως και όλα τα υπόλοιπα του ελλαδικού χώρου που έχουν Τριτογενή ηλικία, συνιστούν τη νέα μετά – αλπική ηφαιστειότητα που συνδέεται με το σύγχρονο γεωτεκτονικό καθεστώς της υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική στο χώρο του Αιγαίου. Σύμφωνα με τις υπάρχουσες απόψεις (Fytikas et al. 1984) η ηφαιστειότητα έλαβε χώρα σε συνεχείς διαδοχικές φάσεις από το Ολιγόκαινο μέχρι και σήμερα (πολύ νοτιότερα της Ροδόπης στο σύγχρονο νησιωτικό τόξο του Νοτίου Αιγαίου). Ακόμη σύμφωνα με τους Foose and Manheim (1975), η ηφαιστειότητα του Τριτογενούς δημιουργήθηκε σε τεκτονικά βυθίσματα, μέσα στα οποία αποτέθηκαν κυρίως ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα.

Πιο συγκεκριμένα ο σχηματισμός των τεκτονικών βυθισμάτων στον χώρο της Θράκης, είναι αποτέλεσμα των τεκτονικών κινήσεων που έλαβαν χώρα στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου από το Ηώκαινο μέχρι το Μειόκαινο, λόγω της σύγκρουσης της Αφρικανικής πλάκας με την Ευρασιατική (Deway et al. 1979). Η βύθιση της Αφρικανικής πλάκας προκάλεσε στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια την εκδήλωση έντονης ηφαιστειακής δράσης, που σύμφωνα με τους Μιχαήλ κ.ά. (1988) και Μιχαήλ (1993) διακρίνεται σε τρείς φάσεις: Η πρώτη φάση με ηφαιστειακά και πυροκλαστικά πετρώματα ενδιάμεσης σύστασης έχει ηλικία Ηωκαινική. Η δεύτερη φάση, με ηφαιστειακά και πυροκλαστικά πετρώματα ενδιάμεσης και όξινης σύστασης έχει ηλικία Κατώτερο – Μέσο Ολιγόκαινο μέχρι Μειόκαινο. Τα πετρώματα αυτά συνοδεύονται από υποηφαιστειακά και πλουτώνια σώματα. Η τελευταία φάση περιλαμβάνει ηφαιστειακή δραστηριότητα που εκδηλώνεται στο Πλειόκαινο με όξινα ιγκνιμβριτικά πετρώματα. Τα χαρακτηριστικά αυτά, ηφαιστειακής και ιζηματολογικής φύσεως, δεν εμφανίζονται σε κάθε λεκάνη και μπορεί να διαφέρουν αρκετά ακόμη και σε κοντινές λεκάνες (Innocenti et al. 1984).



**Σχήμα 2.4.** Ο Τριτογενής μαγματισμός στη Ροδόπη. Με ιώδες χρώμα αναπαρίστανται τα πλουτωνικά πετρώματα ενώ με καστανό τα ηφαιστειακά πετρώματα (Christofides et al. 1998).

#### 2.4. Τεκτονική και συνθήκες μεταμόρφωσης

Από την ευρύτερη μελέτη της Ροδοπικής μάζας έχουν διαπιστωθεί τρείς φάσεις πτυχώσεων των σχηματισμών. Η πρώτη φάση προκάλεσε πτυχές ισοκλινείς, συμμεταμορφικές, με διεύθυνση αξόνων Β-Ν. Η δεύτερη φάση προκάλεσε πτυχές υποϊσοκλινείς με άξονες διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ. Η φάση αυτή συνοδεύεται από μια πολύ εμφανή γράμμωση που προέρχεται από την τομή της Παλαιοζωικής φύλλωσης των πετρωμάτων με μια δεύτερη σχιστότητα που συνόδευσε αυτή τη δεύτερη φάση πτυχώσεων. Τέλος, η τρίτη φάση εμφανίζεται με πτυχές ανοιχτές, διεύθυνσης αξόνων ΒΔ-ΝΑ που επαναπτυχώνουν τις προγενέστερες πτυχές. Η ηλικία της φάσης αυτής πιστεύεται ότι είναι Ολιγοκαινική, και με αυτή μάλλον συνδέεται η μεγάλη εφιππευτική κίνηση της ενότητας Σιδηρονέριου επί της ενότητας Παγγαίου, αφού η τεκτονική επαφή τους συμπίπτει γενικά με την διεύθυνση αξόνων της τρίτης φάσης (Μουντράκης 2010).

Οι φάσεις αυτές, κατά τον Μουντράκη (2010), σχηματίστηκαν λόγω της συμπιεστικής τεκτονικής που προκλήθηκε από την σύγκρουση της Απουλίας μικροπλάκας με την Ευρασία. Αντίθετα, η εφελκυστική τεκτονική που εμφανίζεται στο Τριτογενές, ακολουθώντας την συμπίεση, σχημάτισε κανονικά ρήγματα αποκόλλησης μικρής γωνίας κλίσης (Kilias and Mountrakis 1990, Dinter and Royden 1993, Brun and Sokoutis 2007). Τα ρήγματα αυτά συνοδεύονται από ισχυρές διατμητικές κινήσεις προς τα κάτω που προκάλεσαν την κατάρρευση της διογκωμένης συμπιεσμένης μάζας των τεκτονικών καλυμμάτων και λεπίων.

Σύμφωνα με τους Mposkos (2002) και Liati and Seidel (1996), η μάζα της Poδόπης έχει υποστεί τέσσερις φάσεις μεταμόρφωσης. Η πρώτη ήταν αμφιβολιτικής φάσης κατά το Παλαιοζωϊκό, ενώ η δεύτερη έλαβε χώρα κατά το Κρητιδικό – Τριτογενές, λόγω της Αλπικής ορογενετικής παραμόρφωσης. Κατά το Κρητιδικό (119 Ma), έλαβε χώρα μια εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης με συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης T = 700-750<sup>o</sup>C και P = 15-25 kbars. Κατά το Ηώκαινο τα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης υπέστησαν εκ νέου μία γενικευμένη μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης, που εξάλειψε στο μεγαλύτερο μέρος τις προηγούμενες μεταμορφικές παραγενέσεις και αποτελεί σήμερα την επικρατούσα μεταμόρφωση των πετρωμάτων της Ροδόπης. Οι συνθήκες μεταμόρφωσης αυτής της φάσης υπολογίστηκαν στην ενότητα Παγγαίου, T = 480<sup>o</sup>C, P = 4 - 7 kbars και στην ενότητα Σιδηρόνερου T = 480 - 550<sup>o</sup>C, P = 8 kbars. Τέλος, κατά την συνέχιση της ανύψωσης του ορογενούς στο Ολιγόκαινο η Ροδόπη βρέθηκε σε συνθήκες χαμηλότερης θερμοκρασίας και πίεσης και υπέστη μια ανάδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης, σε συνθήκες  $T=270 - 400^{\circ}C$  και P = 2 - 3.5 kbars.

#### 2.5. Γεωτεκτονική εξέλιξη

Παρακάτω δίνεται μια συνοπτική περιγραφή της γεωτεκτονικής εξέλιξης της μάζας της Ροδόπης, κατά την διάρκεια του Τριτογενούς και σε σχέση με τις υπόλοιπες γεωτεκτονικές ζώνες.

Την περίοδο του Τριτογενούς στον ελλαδικό χώρο λαμβάνει χώρα η Αλπική ορογένεση, με έντονες τεκτονικές παραμορφώσεις. Η Αλπική τεκτονική διαχωρίζεται σε δύο περιόδους τεκτονικών συμβάντων (Μουντράκης 2010). Περιγραμματικά οι δύο περίοδοι θα μπορούσαν να αποδοθούν ως εξής: Η πρώτη περίοδος ξεκινάει στο Άνω Ιουρασικό με την ενδοωκεάνια υποβύθιση που συντελείται στον φλοιό του ωκεανού της Νεο-Τυθήος. Στη συνέχεια οι συνθήκες καταστροφής του ωκεανού μεταβάλλονται, με αποτέλεσμα, κατά το Κάτω Κρητιδικό, η υποβύθιση του ωκεανού να πραγματοποιείται κάτω από την Κιμμερική – Ευρασιατική πλάκα. Συγχρόνως, γίνεται σταδιακά η τοποθέτηση των οφιολίθων στη περιοχή της σημερινής Πελαγονικής γεωτεκτονικής ζώνης.

Η δεύτερη φάση αρχίζει στο Ηώκαινο όπου πραγματοποιείται η τελική ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ Απουλίας πλάκας και Κιμμερικού ηπειρωτικού περιθωρίου. Η σύγκρουση αυτή ακολουθεί το οριστικό κλείσιμο του ωκεανού της Νεο-Τηθύος. Κατά το Ολιγόκαινο, παραμένει από τον κατεστραμμένο ωκεάνιο φλοιό της Νεο-Τηθύος μόνο ένα βυθιζόμενο αποκομμένο τμήμα της (slab) (De Boorder et al. 1998) το οποίο, όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.5α, προκαλεί την ενυδάτωση της μανδυακής σφήνας που υπόκειται της υπερκείμενης Κιμμερικής - Ευρασιατικής πλάκας. Έτσι δημιουργούνται μάγματα τα οποία σταδιακά διεισδύουν στους σχηματισμούς της Σερβομακεδονικής ζώνης και της μάζας της Ροδόπης.

Η συνέχεια της σύγκρουσης κατά το Ολιγόκαινο – Μειόκαινο, περιλαμβάνει την υποβύθιση μέρους της Απούλιας μικροπλάκας κάτω από την Κιμμερική – Ευρασιατική, οι ισχυρές συνθήκες υποβύθισης πτυχώνουν και αυξάνουν το πάχος των σχηματισμών του ηπειρωτικού περιθωρίου (Πελαγονική ζώνη). Ταυτόχρονα στην Ενδοχώρα της Ευρασιατικής πλάκας, (μάζα Ροδόπης και Σερβομακεδονική ζώνη) δημιουργούνται συνθήκες εφελκυσμού και λέπτυνσης του φλοιού της.

Οι συνθήκες αυτές ευνοούν την ανύψωση και αναθόλωση του φλοιού της και στη συνέχεια τη μαγματική άνοδο, η οποία δημιουργεί μαγματικούς θαλάμους στα κατώτερα στρώματα των ζωνών της. Έτσι, εμφανίζεται ο επακόλουθος Ολιγοκαινικός – Μειοκαινικός μαγματισμός μέσα στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ροδόπης. Έπειτα η γεωτεκτονική εξέλιξη των γεωτεκτονικών ζωνών της Ελλάδας συνεχίζεται με την μετακίνηση των διεργασιών υποβύθισης – συμπίεσης – αναθόλωσης – εφελκυσμού προς της Εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες (ζώνη Ιονίου).



Σχήμα 2.5. Γεωλογική τομή κατά μήκος των γεωτεκτονικών ενοτήτων της Ελλάδας. Φαίνεται η παλαιογεωγραφική θέση της μάζας της Ροδόπης. Πάνω (Α) κατά τη σύγκρουση της Απούλιας και της Κιμμερικής - Ευρασιατικής πλάκας όπου λαμβάνουν χώρα τα συμπιεστικά γεγονότα που περιγράφτηκαν παραπάνω και κάτω (Β) στη συνέχεια της σύγκρουσης αυτής τα εφελκυστικά γεγονότα που ακολούθησαν και συνέβαλαν στην τελική διαμόρφωση του Αλπικού ορογενούς (Μουντράκης 2010). Επομένως συμπερασματικά μπορούμε να πούμε ότι σήμερα η Ροδόπη εμφανίζεται ως ένα σύμπλεγμα τεκτονικών καλυμμάτων που συμμετέχει, στο οριστικά διαμορφωμένο κατά το Κρητιδικό – Τριτογενές, Ελληνικό Ορογενές, το οποίο προκλήθηκε από την τελική ηπειρωτική σύγκρουση της Απουλίας μικροπλάκας και της Ευρασίας. Κατά τον επακόλουθο εφελκυσμό του Τριτογενούς συνέβη η κατάρρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και των λεπίων, με κανονικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης (detachment faults), και η εκταφή των βαθύτερων μεταμορφικών οριζόντων με τη μορφή τυπικών μεταμορφικών πυρήνων (Kilias and Mountrakis 1990, Dinter and Royden 1993, Brun and Sokoutis 2007). Η διαδικασία της εκταφής των βαθύτερων οριζόντων έγινε σε διαδοχικά στάδια στο Τριτογενές στα 65 Ma (εκταφή της ενότητας Κίμης), 42-36 Ma (εκταφή των ενοτήτων Σιδηρονερίου, Καρδάμου και Κέχρου) και 23-12 Ma (εκταφή της ενότητας Παγγαίου) (Krohe and Mposkos 2002).

# 2.6. Εμφανίσεις μεταλλοφοριών επιθερμικού και πορφυριτικού τύπου στη μάζα της Ροδόπης

Σύμφωνα με τους De Boorder et al. (1998), η μεταλλοφορία στις ορογενετικές ζώνες συχνά εμφανίζεται μετά την ολοκλήρωση της σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών στις εκτατικές δομές, που δημιουργούνται κατά την κατάρρευση του ορογενούς (Σχήμα 2.6). Σημαντικό ρόλο στη μεταλλογένεση παίζει η μανδυακή σφήνα, που βρίσκεται πάνω από τον βυθιζόμενο φλοιό, και συμβάλλει στην μεταφορά των μεταλλοφόρων ρευστών στα ρηχότερα επίπεδα του φλοιού.

Σε ένα παρόμοιο γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματίστηκαν οι μεταλλοφορίες της μάζας της Ροδόπης κατά το Τριτογενές. Η υποβύθιση της Απουλίας μικροπλάκας κάτω από την μάζα της Ροδόπης λόγω των τεκτονικών φαινομένων (Μουντράκης 2010, Pe-Piper 2004) προκάλεσε την εκταφή των βαθύτερων μεταμορφικών οριζόντων, μέσω της δράσης ρηγμάτων μικρής γωνίας κλίσης και δημιούργησε συμπλέγματα μεταμορφικών πυρήνων (metamorphic core complexes), με ταυτόχρονη διείσδυση μαγμάτων και το σχηματισμό πλουτωνικών πετρωμάτων (Βροντού, Συμβόλου, Παγγαίου κ.ά.). Έτσι η μάζα της Ροδόπης χαρακτηρίζεται από έναν εκτεταμένο συνορογενετικό Ολιγοκαινικό – Μειοκαινικό μαγματισμό. Σύμφωνα με τους Eleftheriadis (1990) και Christofides et al. (1998), τα πλουτωνικά πετρώματα (μονζονίτες, μονζοδιορίτες και γρανοδιορίτες), τα υποηφαιστειακά πετρώματα

πετρώματα (ανδεσίτες και δακίτες) που εμφανίζονται στην μάζα της Ροδόπης ανήκαν σε ασβεσταλκαλικές έως υψηλού Κ- ασβεσταλκαλικές σειρές.

Διάφοροι ερευνητές τα τελευταία χρόνια όπως Arikas and Voudouris (1998), Shawh and Constantinides (2001), Melfos et al. (2002), Voudouris et al. (2005, 2006, 2011) στην περιοχή της μάζας της Ροδόπης έχουν μελετήσει πολυάριθμες μεταλλοφορίες πορφυριτικού και επιθερμικού τύπου που σχετίζονται με το Τριτογενή μαγματισμό (Σχήμα 2.7). Παρακάτω ακολουθούν συνοπτικές περιγραφές των μεταλλοφοριών αυτών, ταξινομημένες κατά τύπο κοιτάσματος όπως αναφέρονται στον χάρτη του σχήματος 2.7.



Σχήμα 2.6. Κατανομή των ορογενετικών κοιτασμάτων Au, των πορφυριτικών κοιτασμάτων Cu-Mo-Au, των πολυμεταλλικών κοιτασμάτων Pb-Zn-Ag-Au και των μεταμορφωσιγενών μεταλλοφοριών στη περιοχή των Άλπεων και της Καρπαθο-Βαλκανικής χερσονήσου. Η μεταλλοφορίες αυτές σχετίζονται με την αλπική ορογένεση και τα επακόλουθα αυτής φαινόμενα (Neubauer 2002).



**Σχήμα 2.7.** Χάρτης με τα κοιτάσματα και τις εμφανίσεις μεταλλευμάτων στη περιοχή της Ροδόπης (Melfos et al. 2002).

## 2.6.1. Επιθερμικά κοιτάσματα

Τα επιθερμικά κοιτάσματα είναι γενικά μικρού σχετικά βάθους, μέχρι 1000 m και χαμηλής θερμοκρασίας μεταξύ 50°C και 300°C, αλλά με συνήθεις θερμοκρασίες σχηματισμού μεταξύ 160°C και 270°C (Simmons et al. 2005). Τα κοιτάσματα αυτά συνδέονται συνήθως με μεταλλοφορίες χρυσού.

Σύμφωνα με τους Arikas and Voudouris (1998) και Melfos et al. (2003), στη μάζα της Ροδόπης εντοπίζονται σημαντικά επιθερμικά κοιτάσματα χρυσού που δημιουργήθηκαν κατά το Τριτογενενές. Τα κοιτάσματα αυτά χαρακτηρίζονται ως χαμηλής και υψηλής θείωσης επιθερμικά πολυμεταλλικά κοιτάσματα σουλφιδίων με χαρακτηριστικά παραδείγματα τις μεταλλοφορίες στις περιοχές Σάπες, Πέραμα και Πεύκα Έβρου.

Στο κοίτασμα των Σαπών απαντώνται τρείς επιθερμικές μεταλλοφορίες υψηλής θείωσης, του «Αγίου Δημητρίου», του "Viper" και του "Scarp" (Bridges et al. 1997). Την περιοχή δομούν Τριτογενή ηφαιστειακά και πυροκλαστικά πετρώματα ανδεσιτικής και ρυοδακιτικής σύστασης. Κατά τους Michael et al. (1995) οι κύριες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις που εμφανίζονται είναι η πυριτική, η αργιλική η οποία είναι πολύ καλά ανεπτυγμένη και η σερικιτική. Επίσης σπανίως εμφανίζεται και μια ζώνη αδουλάριου. Η μεταλλοφορία χρυσού σχετίζεται με χαλαζία και χαλκηδόνιο, αμέθυστο και φλεβίδια βαρύτη τύπου stockwork και απαντάται στην πυριτική, αργιλική και σερικιτική ζώνη. Αξιοσημείωτες περιεκτικότητες αυτοφυούς χρυσού εμφανίζονται στο πάνω μέρος του κοιτάσματος, όπου ο χρυσός σχετίζεται με φλέβες χαλαζία – βαρύτη, καθώς και στα βαθύτερα επίπεδα. Οι κόκκοι του αυτοφυούς χρυσού συμφύονται με σιδυροπυρίτη ή εγκλείονται στον κοβελλίνη, τον χαλαζία και τον τετραεδρίτη. Το μέγεθος τους κυμαίνεται από 3 έως 85 μm και οι περιεκτικότητές τους σε Ag και Cu είναι χαμηλές (0,69 wt% και 0,81 wt% αντίστοιχα). Η μέση χημική σύσταση του χρυσού του κοιτάσματος των Σαπών σύμφωνα με τους Voudouris (1993) και Melfos et al. (2003) είναι  $Au_{0.96}Ag_{0.01}Cu_{0.02}$ .

Το κοίτασμα του Περάματος στον Ν. Έβρου αφορά μια χαμηλής θείωσης επιθερμική μεταλλοφορία που εντοπίζεται μέσα σε ψαμμίτες και ανδεσιτικά κροκαλοπαγή πετρώματα. Σύμφωνα με τους Voudouris et al. (2011) οι υδροθερμικές εξαλλοιώσεις που εμφανίζονται είναι η αργιλική, η πυριτική και η προχωρημένη αργιλική. Η μεταλλοφορία περιέχει υψηλές περιεκτικότητες σε χρυσό και άργυρο, με μέσο όρο 3,5 g/t Au και 8,3 g/t Ag (Voudouris et al. 2011), και συνδέεται με το βαρύτη του ανωτέρου τμήματος της πυριτικής ζώνης, όπου και εντοπίζεται με τη μορφή μικρών κόκκων εγκλεισμάτων, μέχρι 2 μm σε μήκος, μέσα στο βαρύτη. Ο μέσος όρος σε Ag στους κόκκους του χρυσού είναι 6,04 wt% ενώ ο χαλκός βρίσκεται κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας. Η μέση χημική σύσταση του χρυσού είναι σύμφωνα με τους Melfos et al. (2003), Au<sub>0.89</sub>Ag<sub>0.11</sub>.

Γειτονικά του κοιτάσματος στο Πέραμα εντοπίζεται η υψηλής θείωσης επιθερμική μεταλλοφόρια της Μαυροκορυφής. Στη περιοχή εμφανίζονται έντονα πυριτιωμένες φλέβες να υπόκεινται της σερικιτικής – αλουνιτικής ζώνης εξαλλοίωσης που εντοπίζεται μέσα σε ανδεσιτικά ηφαιστειακά πετρώμα. Πολύ συχνή στα πετρώματα της μεταλλοφορίας είναι η παρουσία φαματινίτη, λουζονίτη, τετραεδρίτη και γκολντφιελντίτη ως υλικό πλήρωσης σε πυριτιωμένα λατυποπαγή. Οι περιεκτικότητες χρυσού και αργύρου στο κοίτασμα της Μαυροκορυφής είναι 1,5 και 162 g/t αντίστοιχα (Voudouris 2011).

Η υψηλής θείωσης επιθερμική μεταλλοφορία βορειοανατολικά της Αλεξανδρούπολης στα Πεύκα, συνδέεται με φλέβες υψηλού βαθμού πυριτίωσης που φιλοξενούνται μέσα σε ανδεσιτικά και δακιτικά ηφαιστειακά πετρώματα. Οι Michael et al. (1995) αναφέρουν τρείς τύπους μεταλλοφορίας: μια μολύβδου – ψευδαργύρου, μια χαλκούχα και μια αντιμονιούχα μεταλλοφορία. Ο χρυσός εντοπίζεται κυρίως στη χαλκούχα μεταλλοφορία και σχηματίζει μικρά εγκλείσματα και φλεβίδια μέσα στον τετραεδρίτη, τενναντίτη, εναργίτη, λουζονίτη και χαλαζία. Το μέγεθος των κόκκων χρυσού κυμαίνεται από 3 έως 500 μm. Οι περιεκτικότητες των κόκκων χρυσού σε Ag και Cu κυμαίνονται από 1,09 έως 1,86 wt% και από 1,25 έως 1,96 wt% αντίστοιχα. Το τελλούριο είναι κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας και η μέση χημική σύστασή τους είναι  $Au_{0.93}Ag_{0.03}Cu_{0.04}$ .

Στις Κασσιτερές εμφανίζεται μια υψηλής και μια μέσης θείωσης επιθερμική μεταλλοφορία που συνδέεται με ανδεσιτικά και δακιτικά υποηφαιστειακά πετρώματα (Voudouris et al. 2006). Η υψηλής θείωσης επιθερμική μεταλλοφορία χαρακτηρίζεται από τις καλά αναπτυγμένες αργιλική και σερικιτική ζώνες υδροθερμικής εξαλλοίωσης καθώς και από την παρουσία βαρύτη και αλουνίτη που σχηματίζουν υδροθερμικά κροκαλοπαγή με φλεβίδια που περιέχουν μεταλλοφορία Cu, Au, As και Bi. Με τη μέσης θείωσης μεταλλοφορία συνδέονται η σερικιτική και η προπυλιτική ζώνη εξαλλοίωσης του περιβάλλοντος πετρώματος. Τα φλεβίδια χαλαζία είναι πλούσια σε Cu, Pb, Zn και Au με αντίστοιχες περιεκτικότητες 0,43 g/t, 0,7 g/t, 1,23 g/t και 11 g/t. Η μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων έδειξε ότι οι φλέβες βαρύτη – αλουνίτη που συνδέεονται με την υψηλής θείωσης επιθερμική μεταλλοφορία, σχηματίστηκαν σε θερμοκαρασίες μεταξύ 210 και 250 °C από χαμηλής αλατότητας ρευστά. Επίσης, για τη μέσης θείωσης επιθερμική μεταλλοφορία αποδείχτηκε ότι ρευστά με μέσες θερμοκρασίες (250 - 296°C) και χαμηλή αλατότητα (0.7 - 3.0 wt% NaCl equiv.) σχημάτισαν τα φλεβίδια χαλαζία που φέρουν τη μεταλλοφορία των πολύτιμων μετάλλων. Φλέβες αμέθυστου σε χαμηλές θερμοκρασίες 200-250 °C, δημιουργήθηκαν στα τελευταία στάδια της δράσης του υδροθερμικού συστήματος.

Τέλος, το υψηλής θείωσης επιθερμικό σύστημα στην περιοχή Άγιος Φίλιππος της Κίρκης φιλοξενείται μέσα σε τόφφους και ψαμμίτες. Σύμφωνα με Voudouris et al. (2005) στο κοίτασμα εντοπίζονται μια καλά ανεπτυγμένη αργιλική ζώνη εξαλλοίωσης με αλουνίτη και μια προπυλιτική ζώνη εξαλλοίωσης, οι οποίες συνδέονται με την πυριτίωση του κοιτάσματος. Η μεταλλοφορία εμφανίζεται λατυποπαγής και περιλαμβάνει βασικά σουλφίδια όπως τενναντίτη, εναργίτη, βισμουθινίτη και σταννίτη.

#### 2.6.2. Πορφυριτικά κοιτάσματα Cu – Mo

Πρόκειται για κοιτάσματα των οποίων η δημιουργία δεν περιλαμβάνει ουσιαστικό εκτοπισμό των ορυκτών του πετρώματος, στο οποίο τα θερμά διαλύματα επιδρούν, αλλά περιλαμβάνει την απόθεση του περιεχομένου τους μέσα στους πόρους ή στα διάκενα των κόκκων των ορυκτών των γειτονικών πετρωμάτων (Voudouris et al. 2003).

Μέσα στον πορφυριτικό μικρογρανίτη της Μαρώνειας, νότια της Κομοτηνής, εντοπίζεται πορφυριτικού τύπου Cu – Μο μεταλλοφορία (Melfos et al. 2002). Στην περιοχή εντοπίζονται τρείς ζώνες υδροθερμικής εξαλλοίωσης, η αργιλική, η σερικιτική και η προπυλιτική. Στη σερικιτική ζώνη, εμφανίζονται τρείς ζώνες υψηλού βαθμού πυριτίωσης οι οποίες περιέχουν υψηλά ποσοστά συγκεντρώσεων μεταλλοφορίας σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη και μολυβδαινίτη. Ο εξαλλοιωμένος μικρογρανίτης περιέχει έως 7.600 g/t Mo, 5.460 g/t Cu και 1 g/t Au. Οι περιεκτικότητες σε χρυσό σε συνδυασμό με τα θειοάλατα που συναντώνται (τετραεδρίτης, τενναντίτης, ζινκενίτης, χαλκοστιμπίτης και φαματινίτης) καθώς και σε συνδυασμό με την παρουσία πυροφυλλίτη δείχνουν πιθανόν μια ύστερη επιθερμική υψηλής θείωσης μεταλλοφορία που υπερκάλυψε το πορφυριτικό σύστημα (Melfos et al. 2002). Μικροθερμομετρικές μελέτες σε ρευστά εγκλείσματα μέσα στο χαλαζία που συνδέεται με την μεταλλοφορία έδειξαν αλατότητες μεταξύ 5 και 55 wt% NaCl, και θερμοκρασίες ομογενοποίησης των φάσεων από 280 έως 460°C. Ο βρασμός των μεταλλοφόρων ρευστών ήταν η κυριότερη αιτία σχηματισμού της πορφυριτικής μεταλλοφορίας Cu – Μο της Μαρώνειας.

Στη περιοχή Κασσιτερές η χαλκούχος μεταλλοφόρια πορφυριτικού τύπου εντοπίζεται μέσα σε πορφυριτικό διορίτη. Πέντε ζώνες εξαλλοίωσης έχουν εντοπιστεί, η Κ - ούχος πυριτική, η σερικιτική, η αργιλική, η ανεπτυγμένη αργιλική που περιλαμβάνει κορούνδιο και διάσπορο και τέλος η προπυλιτική (Voudouris 1997). Στην καλιούχο – πυριτική ζώνη εντοπίζεται η χαλκούχος μεταλλοφορία με συγκεντρώσεις 640 g/t Cu και 0.5 g/t Au.

Στη περιοχή Παγώνη Ράχη της Κίρκης η μεταλλοφορία πορφυριτικού Cu – Mo εντοπίζεται μέσα σε υποηφαιστειακά δακιτικά και ανδεστιτικά πετρώματα. Η

μεταλλοφορία σχετίζεται με μια Κ –ούχο πυριτική ζώνη εξαλλοίωσης η οποία προς τα εξωτερικά της τμήματα μεταπίπτει σε προπυλιτική ζώνη εξαλλοίωσης (Arikas & Voudouris 1998). Κατά θέσεις η αργιλική και η σερικιτική ζώνη εξαλλοίωσης καλύπτουν τις προαναφερθείσες ζώνες. Οι υψηλότερες περιεκτικότητες σε Mo και Au είναι 1.400 g/t και 0,5 g/t αντίστοιχα (Arikas & Voudouris 1998).

Ακόμη μια μεταλλοφορία Cu – Mo, εντοπίζεται στη περιοχή της Μελίτενας μέσα σε δακιτικά πετρώματα. Ο δακίτης έχει υποστεί εκτεταμένου βαθμού σερικιτική και αργιλική εξαλλοίωση και προς το πάνω μέρος του υδροθερμικού συστήματος, εντοπίζεται πυριτική ζώνη με υψηλού καλίου αλουνίτη (Arikas and Voudouris 1998). Αξιοσημείωτες περιεκτικότητες σε Cu, Zn, Mo και Au αναφέρονται από τους Voudouris et al. (2003) με αντίστοιχες περιεκτικότητες 400 g/t, 500 g/t, 6000 g/t και 0,3 g/t. Σε μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων σε χαλαζία που συνδέεται με την μεταλλοφορία, μετρήθηκαν τιμές αλατότητας από 2,7 έως 3,4 wt% NaCl και θερμοκρασίες ομογενοποίησης από 295 μέχρι 363 °C (Voudouris et al. 2003).

Τέλος, στη περιοχή Μύλοι η χαλκούχος μεταλλοφορία εντοπίζεται μέσα σε πορφυριτικό δακιτικό ανδεσίτη. Από τους Constantinides et al. (1983) αναφέρονται τρείς ζώνες εξαλλοίωσης, μια Κ-ούχος πυριτική, μια σερικιτική και μια προπυλιτική. Η μεταλλοφορία είναι σε φλέβες χαλκοπυρίτη – σιδηροπυρίτη οι οποίες σχετίζονται με την Καλιούχο πυριτική ζώνη. Ο χαλκός φθάνει μέχρι και τα 1.000 g/t.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΑΛΟΤΥΧΟΥ

Γεωγραφικά το Καλότυχο βρίσκεται σε απόσταση 30 km BΔ της Ξάνθης (41°17'02.92" B, 25°11'21.97" E) σε υψόμετρο 492 m, στην ελληνοβουλγαρική συνοριακή γραμμή. Η περιοχή Καλότυχου ανήκει γεωτεκτονικά στη μάζα της Ροδόπης και συγκεκριμένα στην ενότητα Σιδηρόνερου. Πιο συγκεκριμένα το υπόβαθρο της περιοχής αποτελεί τμήμα της υποενότητας Κάρδαμου.

Κατά το Τριτογενές δημιουργήθηκαν οι τεκτονικές λεκάνες οι οποίες είναι χαρακτηριστικές της μεταλπικής ορογενετικής τεκτονικής που έδρασε στην μάζα της Ροδόπης. Η ηφαιστειότητα του Ηωκαίνου – Μειοκαίνου στο χώρο της Ελληνικής Κεντρικής Ροδοπικής μάζας σχετίζεται με αυτές τις τεκτονικές λεκάνες με ηφαιστειοκλαστικές ενστρώσεις και με ασβεσταλκαλικές έως υψηλού - Κ ασβεσταλκαλικές σειρές μαγματισμού (Dinter and Royden 1993). Επίσης, στις λεκάνες αυτές παρατηρείται και μια συνοδή αλλά και ύστερη της ηφαιστειότητας ιζηματογένεση. Ο τύπος των ιζηματογενών αποθέσεων δείχνει το ρηχό θαλάσσιο χαρακτήρα των λεκανών.

Η ευρύτερη περιοχή του Καλότυχου, τοποθετείται γεωλογικά στην τεκτονική λεκάνη Κοτάνης – Καλότυχου. Η λεκάνη αυτή εκτείνεται με κατεύθυνση BBA από την Ξάνθη προς τη Βουλγαρία και συνδέεται με τις λεκάνες του Madjarovo και της Φιλιππούπολης, στο ανατολικό και κεντρικό τμήμα της μάζας της Ροδόπης. Σύμφωνα με τους Bitzios et al. (1981), με βάση αερομαγνητικούς χάρτες, προς τα νότια η λεκάνη Κοτάνης – Καλότυχου συνδέεται με την Τριτογενή λεκάνη των Αβδήρων. Η διαδοχή και η σύσταση των ιζημάτων της λεκάνης μοιάζουν με αυτά της λεκάνης Δυμαρείου – Κοτυλίου σε σχέση με τη μολασσική τους βάση και τις βασαλτικές εκχύσεις. Διαφέρουν ωστόσο, εξαιτίας της παρουσίας του νουμμουλιτικού Ηωκαινικού ασβεστολίθου και του μεγάλου πάχους (πάνω από 1000 m) ενός σχηματισμού φλύσχη αλλά και από την απουσία στρωμάτων λιγνίτη, στη λεκάνη Κοτάνης – Καλότυχου. Ο νηριτικός χαρακτήρας των ιζημάτων της λεκάνης, αποδεικνύει το ρηγό θαλάσσιο περιβάλλον κατά το Τριτογενές. Παρόλα αυτά προς τα βόρεια εντοπίζονται ιζήματα βαθειάς θάλασσας με σταδιακά μεγαλύτερο πάχος προς τα BBA, το οποίο σύμφωνα με τους Bitzios et al. (1981) φανερώνει και την διεύθυνση ανάπτυξης και βάθυνσης της λεκάνης.

Υπερκείμενη του φλύσχη βρίσκεται η ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά της λεκάνης αποτελούμενη από πυροκλαστικά υλικά, τοφφίτες, δακιτικές και ανδεσιτικές λάβες και συνοδά ανθρακικά ιζήματα. Στη σειρά αυτή διεισδύουν και φλέβες δακιτικής – ρυοδακιτικής σύστασης. Στον πίνακα 1 δίνονται χημικές αναλύσεις τεσσάρων δειγμάτων από την περιοχή της λεκάνης Καλότυχου όπως έχουν δημοσιευτεί από τους Innocenti et al. (1984). Ενώ στον πίνακα 2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων που πραγματοποιήθηκαν σε δείγματα από την δειγματοληψία που έγινε για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας. Αξιοσημείωτα είναι τα πολύ χαμηλά ποσοστά περιεκτικότητας των μεταλλικών χημικών στοιχείων, όπως των στοιχείων δικαιολογεί και την φτωχή πολυτυπία της παραγένεσης της μεταλλοφορίας, η οποία περιορίζεται μόνο στην παρουσία του σιδηροπυρίτη. Αντίθετα με τα μεταλλικά αυτά στοιχεία σε πολύ υψηλές περιεκτικότητες βρίσκονται τα χημικά στοιχεία, Ce, Ga, La, Sr, Th, V, Zr. Τα στοιχεία αυτά είναι γενικά

22

δυσκίνητα εξαιτίας της μεγάλης ιοντικής τους ακτίνας. Έτσι μέσω των υδροθερμικών διεργασιών εμπλουτίστηκαν τα πετρώματα της περιοχής σε αυτά τα χημικά στοιχεία.

Πιο συγκεκριμένα τα ηφαιστειακά Τριτογενή πετρώματα παρατηρούνται B – BΔ της Ξάνθης και χωρίζονται σε δύο περιοχές (Ελευθεριάδης και Σολδάτος 2005), τον ανατολικό και τον δυτικό. Στην δυτική περιοχή ανήκουν τα ηφαιστειακά πετρώματα των περιοχών Διπόταμα – Κοτύλη και Ζαρκαδένια, τα οποία χαρακτηρίζονται από υψηλού–K δακίτες και ρυόλιθους, ενώ η ανατολική περιοχή που περιλαμβάνει τις περιοχές Κοτάνη – Καλότυχο, δομείται από ποικιλία πετρογραφικών τύπων, όπως βασάλτες, υψηλού-K βασαλτικούς ανδεσίτες, ανδεσίτες, υψηλού-K ανδεσίτες, λατίτες, τραχείτες και σε μικρό ποσοστό ρυόλιθους (Eleftheriadis 1995).

**Πίνακας 1.** Χημική ανάλυση ηφαιστειακών πετρωμάτων από την περιοχή του Καλότυχου κατά Innocenti et al. 1984. Δείγμα P357 – 2 km ανατολικά του Τσαλαπετεινού, δείγμα P360 – 0.6 km νότια του Ξηροχωρίου και δείγμα P362 – Κοντά στο Ξηροχώρι.

wt%	P357	P360	P362	P348
$SiO_2$	51.21	55.31	56.22	67.18
$TiO_2$	1.14	0.95	0.90	0.49
$Al_2O_2$	17.74	17.45	17.90	14.92
$Fe_2O_3$	4.54	3.42	2.38	1.26
FeO	4.84	3.04	4.04	2.16
MnO	0.19	0.13	0.14	0.08
MgO	4.01	2.65	3.28	1.27
CaO	7.60	7.56	6.33	2.56
$Na_2O$	3.51	3.62	4.18	3.02
$K_2O$	2.38	2.56	1.43	4.23
$P_2O_5$	0.38	0.31	0.26	0.19
LOI	2.45	3.19	2.94	2.63
Total	99.98	100.19	100	99.99
Rb	70	98	69	158
Sr	631	600	477	394

**Πίνακας 2.** Χημική ανάλυση πέντε δειγμάτων από την περιοχή του Καλοτύχου. Η θέση των δειγμάτων στο ύπαιθρο φαίνεται στο σχήμα 5.1.

wt%	KLT2	KLT4	KLT5	KLT6	KLT7
SiO2	46,50	82,83	84,54	79,71	54,84
Al2O3	18,18	6,66	4,77	5,53	3,47
Fe2O3	10,30	3,43	4,18	6,58	25,06
MgO	1,69	0,09	0,11	0,04	0,04
CaO	9,50	0,17	0,09	0,19	0,07
Na2O	3,01	0,74	0,36	0,11	0,07
K2O	0,38	2,07	1,02	1,26	0,78
TiO2	1,32	0,37	0,40	0,40	0,21
P2O5	0,36	0,11	0,21	0,29	0,10
MnO	0,16	< 0.01	0,01	0,02	0,01
Cr2O3	0,004	0,002	0,005	0,004	0,003
LOI	8,5	3,5	4,2	5,8	15,3
Sum	99,90	99,97	99,90	99,93	99,95
Ba	136	359	189	436	60
Ag	btl	Btl	btl	btl	btl
As	1,2	1,1	2,7	14,7	22,0
Au	<0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2,8
Be	2	<1	2	<1	2
Bi	btl	Btl	0,2	btl	0,2
Cd	btl	Btl	btl	0,6	1,3
Ce	46,9	75,0	192,1	59,3	131,7
Со	24,2	1,1	7,6	4,3	7,6
Cs	1,6	2,0	2,7	1,6	1,2
Cu	7,5	0,5	1,6	7,1	26,5
Dy	4,51	1,28	1,04	1,56	0,96
Er	2,63	0,93	0,63	1,05	0,82
Eu	1,69	0,50	0,82	0,49	0,79
Ga	20,5	7,6	6,0	11,2	9,5
Gd	5,52	1,41	2,29	1,69	1,86
Hf	3,6	4,2	3,7	4,0	2,4
Hg	btl	Btl	btl	btl	0,03
Но	0,84	0,28	0,20	0,35	0,25
La	20,9	41,5	123,7	34,5	72,9
Lu	0,30	0,16	0,11	0,18	0,14
Мо	0,7	1,0	2,9	1,0	5,6
Nb	6,4	12,1	9,8	11,6	7,1
Nd	24,7	21,6	53,9	23,3	54,3
Ni	8,8	0,7	3,4	2,5	4,4
Pb	10,4	15,2	18,6	86,5	42,7
Pr	6,37	7,43	17,79	6,41	14,51
Rb	7,5	81,1	48,8	44,1	30,0
Sb	btl	Btl	btl	btl	0,3
Sc	25	5	5	5	5
Se	btl	Btl	btl	btl	btl
Sm	5,91	2,87	6,18	3,16	7,91
Sn	2	2	2	3	4
Sr	605,5	206,7	339,5	259,2	171,7
Та	0,4	1,0	0,8	0,9	0,4

Tb	0,83	0,20	0,23	0,25	0,15
Th	6,4	21,6	11,1	29,3	30,6
Tl	btl	0,1	0,7	2,1	4,4
Tm	0,37	0,16	0,12	0,19	0,15
U	1,3	4,9	2,5	8,0	4,0
V	279	55	63	50	44
W	btl	2,5	5,3	1,2	0,7
Y	23,3	7,5	5,1	8,8	7,8
Yb	1,98	1,05	0,70	1,11	0,95
Zn	78	3	3	16	105
Zr	101,9	152,8	117,3	136,1	92,1

Οι δακίτες και οι ρυόλιθοι έχουν τυπικό πορφυριτικό ιστό και ορυκτολογικά αποτελούνται από φαινοκρυστάλλους χαλαζία, πλαγιοκλάστου, σανίδινου, βιοτίτη και αμφιβόλων, μέσα σε θεμελιώδη μάζα από μικρόλιθους και ύαλο ή σχεδόν μόνο από ύαλο. Επίσης στους δακίτες μπορεί να υπάρχουν κλινοπυρόξενοι και επουσιώδη ορυκτά όπως απατίτης, μαγνητίτης και ζιρκόνιο (Ελευθεριάδης και Σολδάτος 2005). Στους τραχείτες και τους ανδεσίτες οι μαρμαρυγίες εμφανίζονται καθολικά εξαλλοιωμένοι και αντικαθίστανται από επίδοτο και χλωρίτη, λόγω της επίδρασης υδροθερμικών διαλυμάτων. Στα ορυκτά αυτά υπολογίστηκαν θερμοκρασίες κρυστάλλωσης 950°-1000°C για αυτά που βρίσκονται σε βασικά πετρώματα, και 680°-800°C για αυτά σε όξινα πετρώματα (Ελευθεριάδης και Σολδάτος 2005). Σύμφωνα με τους Ελευθεριάδης και Σολδάτος (2005) από τη μελέτη των υδροξυλιούχων ορυκτών, δηλαδή του μαρμαρυγία και της κεροστίλβης, προκύπτει ότι η μείξη των μαγμάτων που προκλήθηκε μεταξύ βασικού μάγματος του ανατολικού τομέα και ενός άλλου όξινου ανατηκτικού μάγματος δημιούργησε τα ηφαιστειακά πετρώματα του δυτικού τομέα.

Το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής περιλαμβάνει μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα το οποίο εμφανίζεται στο νότιο κομμάτι της λεκάνης Καλοτύχου – Ξάνθης, προς την περιοχή δηλαδή της Ξάνθης. Τα πετρώματα αυτά έχουν παράταξη BBΔ και βυθίζονται προς τα NNΔ. Επίσης παρατηρούνται ρήγματα διεύθυνσης B – N και μεταλλοφορία εντός του πυριτιωμένου μυλωνιτιωμένου υλικού που πληρώνει τα ρήγματα, και αποτελείται από διάσπαρτο γαληνίτη και σιδηροπυρίτη (Gialoglou and Drymonitis 1983).

Γεωχρονολογικά στοιχεία που προσδιορίστηκαν με μεθόδους ραδιοχρονολόγησης K/Ar αναφέρονται από τους Innocenti et al. (1984) δίνουν στα παλαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα της λεκάνης ηλικίες 33 m.y. Το γεγονός αυτό εντάσσει την ηφαιστειακή δραστηριότητα στην λεκάνη αυτή, μαζί με την αντίστοιχη ηλικιακά ηφαιστειότητα της λεκάνης της Μαρώνειας, ως τις παλαιότερες Τριτογενείς εμφανίσεις ηφαιστειότητας στη δυτική Θράκη. Ένα ακόμη σημαντικό γεωχρονολογικό στοιχείο για την λεκάνη Καλοτύχου – Ξάνθης είναι ότι παρουσιάζει το μεγαλύτερο εύρος ηλικιών ηφαιστειακών δραστηριοτήτων από τα 33 m.y. και έως τα 8 m.y. (Innocenti et al. 1984).

Το σχήμα 3.1. παρουσιάζει τα πετρώματα της περιοχής μερικά από τα οποία παρατηρήθηκαν κατά την υπαίθρια δειγματοληψία. Τα σχήματα 3.2 και 3.3 παρουσιάζουν φωτογραφίες των πετρωμάτων αυτών.



Σχήμα 3.1. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Καλοτύχου, Ξάνθης.



Σχήμα 3.2. Εκτεταμένες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις στα ηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής.



 $\Sigma\chi\eta\mu a$  3.3. Οξειδωμένες φλέβες μεταλλοφορίας σιδηροπυρίτη.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΙΣ

## **4.1. ГЕNIKA**

Με τον όρο επιθερμικό κοίτασμα εννοούμε το ευρισκόμενο κοντά στην επιφάνεια υδροθερμικό περιβάλλον, που κυρίως σχετίζεται με υπόγεια ασβεσταλκαλική ηφαιστειότητα και συχνά, αλλά όχι πάντα, φιλοξενείται στα προϊόντα της ηφαιστειότητας (Hedenquist and Reid 1986).

Το επιθερμικό περιβάλλον, που πρώτοι προσδιόρισαν ο Ransome το 1907 και ο Lindgren το 1933, καθορίζεται από ορισμένα χαρακτηριστικά με βάση τα οποία διακρίνεται από άλλους τύπους κοιτασμάτων (Σχήμα 4.1). Έτσι χαρακτηρίζεται από μικρό βάθος σχηματισμού, συνήθως 50 έως 700 m, με ελάχιστες εξαιρέσεις επιθερμικών κοιτασμάτων να έχουν δημιουργηθεί σε μεγαλύτερα σε βάθη, έως 1 km. Τα μεταλλικά στοιχεία των επιθερμικών μεταλλοφοριών είναι συνήθως Au, Ag, Pb, Zn, Fe, Cu, Hg, Sb και S. Ο βρασμός που σε ορισμένες περιπτώσεις επικρατεί στα επιθερμικά περιβάλλοντα αποτελεί σημαντικό παράγοντα απόθεσης της μεταλλοφορίας. Επίσης, οι συνηθισμένες θερμοκρασίες σχηματισμού των επιθερμικών κοιτασμάτων, όπως προκύπτει από πειραματικές έρευνες και τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων, κυμαίνονται μεταξύ 160°C και 270°C, με μέγιστη τιμή τους 300°C (Hedenquist et al. 2000). Ακόμη, τα επιθερμικά κοιτάσματα λόγω του βρασμού και της ταχείας πτώσης της θερμοκρασίας, εμφανίζουν ορισμένους ιστούς και υφές, όπως η απόθεση μεταλλικών ορυκτών στα κενά των πετρωμάτων, ο σχηματισμός φλεβών χαλαζία ή χαλκηδόνιου με χαρακτηριστική ταινιωτή υφή, η παρουσία αδουλάριου, η απόθεση πλακώδους ασβεστίτη, καθώς και ο σχηματισμός υδροθερμικών λατυποπαγών και ζωνών προχωρημένης αργιλικής εξαλλοίωσης. Συγκεντρωτικά τα βασικά χαρακτηριστικά των επιθερμικών κοιτασμάτων δίνονται στον πίνακα 3.

Η οικονομική σημασία των επιθερμικών κοιτασμάτων είναι μεγάλη. Από αυτά άξια αναφοράς είναι τα πρωτογενή επιθερμικά κοιτάσματα χρυσού. Χαρακτηριστικό παράδειγμα συστηματικής εκμετάλλευσης τέτοιων κοιτασμάτων που χαρακτηρίζονται από μεγάλα αποθέματα και οικονομική απόδοση είναι αυτά που βρίσκονται στις περιοχές γύρω από τον Ειρηνικό ωκεανό. Με αφορμή την ραγδαία αύξηση της τιμής του χρυσού τα τελευταία χρόνια, δίνεται όπως και τη δεκαετία του 1980, η δυνατότητα της εκμετάλλευσης κοιτασμάτων που μέχρι πρόσφατα κρίνονταν ασύμφορα οικονομικά και χαρακτηρίζονται από μικρές περιεκτικότητες σε πολύτιμα μέταλλα.

Τα επιθερμικά περιβάλλοντα σχετίζονται με δύο διαφορετικούς υδροθερμικούς τύπους συστημάτων τα οποία είναι το γεωθερμικό σύστημα και το ηφαιστειακό – υδροθερμικό σύστημα. Τα συστήματα αυτά χαρακτηρίζονται από διαφορετικούς τύπους υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, από διαφορετική ορυκτολογική σύσταση και από διαφορετικού τύπου μεταλλοφορίες (Hedenquist et al. 2000). Παρακάτω θα αναλυθεί μόνο η δεύτερη κατηγορία καθώς είναι αυτή που ενδιαφέρει την κοιτασματολογική έρευνα.

Πίνακας 3. Χαρακτηριστικά που καθορίζουν ένα υδροθερμικό σύστημα ως επιθερμικό, είτε αυτό χαρακτηρίζεται ως κοίτασμα είτε όχι (τροποποιημένο από Hedenquist et al. 2000, Simmons et al. 2005).

Βάθος	Έως 1 km
Θερμοκρασία σχηματισμού	50°-300°C (κυρίως μεταξύ 160°-270°C).
Προέλευση των ρευστών	Μετεωρική, μερικά συστατικά μπορεί να είναι μαγματικά
Ιστοί	Μικρές έως μεγάλες φλέβες, φλέβες τύπου stockworks, αντικαταστάσεις.
Υφές	Συμπλήρωση κενών χώρων - συγκεντρική ανάπτυξη, κυψελώδη υφή, λατυποπαγή και επικαλύψεις.
Μεταλλικά στοιχεία των κοιτασμάτων	Au, Ag, (As, Sb), Hg, (Te, Tl, Ba, U), (Pb, Zn, Cu)
Υδροθερμικές εξαλλοιώσεις	Πυριτίωση, προχωρημένη αργιλική, αργιλική, αδουλάρια, προπυλιτίωση
Κοινά χαρακτηριστικά	Χαλκηδόνιος, ψευδομορφές χαλαζία σε ασβεστίτη και υδραυλική κατάτμηση (λατυποπαγοποίηση)

## 4.2. ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ

Σύμφωνα με τους Hedenquist et al. (2000), Simmons et al. (2005) και Richards (2011), γεωλογικά φαίνεται να υπάρχει άμεση συσχέτιση των επιθερμικών κοιτασμάτων με τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα σύγκλισης των λιθοσφαιρικών

πλακών (Σχήμα 4.1). Αυτό αποδεικνύεται από την συγκέντρωση ηφαιστειακών κέντρων, ενεργών ή ανενεργών, στη δράση των οποίων όπως αναφέρθηκε παραπάνω οφείλεται η δημιουργία των επιθερμικών κοιτασμάτων, κατά μήκος σύγχρονων ή παλαιότερων ανενεργών περιθωρίων σύγκλισης (Σχήμα 4.2). Παρόλα αυτά τα επιθερμικά κοιτάσματα έχουν παρατηρηθεί και σε περιβάλλοντα ηπειρωτικής διάρρηξης, όπου υπάρχει λέπτυνση και ταπείνωση του αναγλύφου, μέσω της δημιουργίας τεκτονικών λεκανών.

Πετρολογικά δύο είναι οι τύποι των ηφαιστειακών πετρωμάτων με τα οποία συνήθως σχετίζονται τα επιθερμικά κοιτάσματα: οι ανδεσίτες και οι ρυόλιθοι. Οι ρυολιθικές λάβες αποτελούν συνήθως προϊόντα εξέλιξης ενός ανδεσιτικού μάγματος προς πιο όξινη σύσταση, αλλά μπορεί να αποτελούν και εντελώς ανεξάρτητες φάσεις ηφαιστειότητας



**Σχήμα. 4.1.** Εξέλιξη του σχηματισμού επιθερμικών κοιτασμάτων σε ζώνη σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών (Richards 2011). Πηγή <u>http://home.hiroshima-</u> <u>u.ac.jp/er/ZR15 G 02.html</u>).

Η ανατομία ενός επιθερμικού συστήματος (Σχήμα 4.3) περιλαμβάνει τις παρακάτω χαρακτηριστικές δομές. Σε μεγάλο βάθος υπάρχει μια πηγή θερμότητας,

δηλαδή ένας μαγματικός θάλαμος. Πάνω από αυτή την πηγή συναντάμε τον ταμιευτήρα, δηλαδή το κατακερματισμένο ή το ρηγματοποιημένο πέτρωμα, μέσα στο οποίο πραγματοποιείται η κυκλοφορία των υδροθερμικών ρευστών. Τέλος, η επιφάνεια αποτελεί τον χώρο εκφόρτισης του συστήματος, στο οποίο αποβάλλονται τα ρευστά.



Σχήμα 4.2. Στο παραπάνω σχήμα φαίνεται η κατανομή των επιθερμικών κοιτασμάτων, κυρίως των επιθερμικών κοιτασμάτων Au και Cu. Η συσχέτιση περιβάλλοντος εμφάνισης και κοιτασμάτων είναι φανερή (Πηγή: <u>http://www.geo.fu-berlin.de/</u>).



**Σχήμα 4.3.** Η ανατομία των δύο τύπων επιθερμικών συστημάτων, χαμηλής και υψηλής θείωσης. Γίνεται φανερή η θέση και η σημασία κάθε ανατομικού χαρακτηριστικού και το πώς αυτό συμμετέχει στη δράση του συστήματος (White and Hedenquist 1995).

Πολλές θεωρίες έχουν εκφραστεί κατά το παρελθόν για την κατηγοριοποίηση των επιθερμικών κοιτασμάτων, πολύτιμων και βασικών μετάλλων. Σύμφωνα με τους Hedenquist et al. (2000) και Simmons et al. (2005), τα επιθερμικά κοιτάσματα ταξινομούνται σε τρείς κατηγορίες. Τα κοιτάσματα υψηλής περιεκτικότητας σε θείο, τα μέσης περιεκτικότητας σε θείο και τα χαμηλής περιεκτικότητας σε θείο. Εναλλακτικά αναφέρονται ως υψηλής, μέσης και χαμηλής θείωσης. Η κατάσταση θείωσης αποτελεί ορυκτολογικό χαρακτηριστικό και προσδιορίζεται από τη περιεκτικότητα της παραγένεσης του κοιτάσματος σε θειούχα ορυκτά, και άρα βοηθάει στην κατανόηση της φύσης του υδροθερμικού συστήματος.

Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό των πετρωμάτων μέσα στα οποία κινούνται τα υδροθερμικά ρευστά είναι η διαπερατότητά τους. Σύμφωνα με τον Hedenquist et al. (2000) τα βασικά έκχυτα πετρώματα έχουν διαπερατότητα περίπου 5% ενώ σε περισσότερο όξινα ασβεσταλκαλικά ηφαιστειακά πετρώματα η διαπερατότητα κυμαίνεται γύρω στο 30%. Η διαφορά αυτή οδηγεί στο διαχωρισμό δύο τύπων ταμιευτήρων των υδροθερμικών ρευστών. Ο πρώτος τύπος χαρακτηρίζεται από ταμιευτήρες όπου τα υδροθερμικά ρευστά κυκλοφορούν μέσω συγκεκριμένων διακένων που σχηματίζονται στα πετρώματα και συνήθως είναι οι επιφάνειες διακλάσεων ή ρηγμάτων. Στη περίπτωση αυτή εμφανίζονται συγκεκριμένες και

τοπικές μεταλλοφορίες και όχι διάσπαρτες. Στο δεύτερο τύπο ανήκουν οι πορώδεις ταμιευτήρες. Οι ταμιευτήρες αυτοί είναι κατακερματισμένοι και χαρακτηρίζονται από πλήθος διακένων τα οποία λειτουργούν ως δίοδοι των υδροθερμικών ρευστών αλλά και ως χώροι απόθεσης της μεταλλοφόριας. Η απόθεση που πραγματοποιείται εξαιτίας της μη ύπαρξης μηχανισμού που να διατηρεί τα διάκενα καθαρά, οδηγεί συχνά στην δημιουργία καλυμμάτων του πετρώματος τα οποία κάτω από την υποκείμενη υδραυλική πίεση εκρήγνυνται και λατυποπαγοποιούνται.

Ορυκτολογικά η κάθε κατηγορία έντασης θείωσης χαρακτηρίζεται από την παρουσία συγκεκριμένης ορυκτολογικής παραγένεσης. Στην κατηγόρια των χαμηλής θείωσης επιθερμικών κοιτασμάτων, τυπικά ορυκτά είναι ο σιδηροπυρίτης (FeS<sub>2</sub>), ο μαγνητοπυρίτης (FeS), ο αρσενοπυρίτης (FeAsS) και ο σφαλερίτης (ZnS)-πλούσιος σε Fe. Στην κατηγορία των υψηλής θείωσης επιθερμικών κοιτασμάτων, εμφανίζονται τα ορυκτά εναργίτης (Cu<sub>3</sub>AsS<sub>4</sub>), λουζονίτης (Cu<sub>3</sub>AsS<sub>4</sub>), κοββελίνης (CuS) και σιδηροπυρίτης (FeS<sub>2</sub>). Στα ενδιάμεσης θείωσης επιθερμικά κοιτάσματα τα επικρατέστερα ορυκτά είναι ο τενναντίτης (Cu<sub>12</sub>As<sub>4</sub>S<sub>13</sub>), ο τετραεδρίτης (Cu<sub>12</sub>Sb<sub>4</sub>S<sub>13</sub>), ο χαλκοπυρίτης (CuFeS<sub>2</sub>) και ο σφαλερίτης (ZnS)-πλούσιος σε ημειωθεί ότι σύμφωνα με τους Hedenquist and Reid (1986) πολλά επιθερμικά κοιτάσματα τύπου Au-Ag πλούσια σε βασικά θειούχα ορυκτά, παρουσιάζουν χαμηλή κατάσταση θείωσης. Τα παραπάνω φαίνονται ενδεικτικά στο σχήμα 4.4.

Τέλος, όσον αφορά την ηλικία των επιθερμικών συστημάτων αξίζει να σημειωθεί ότι σε ενεργά συστήματα έχουν υπολογιστεί χρόνοι δράσης από 1 έως 10 m.y. (Sillitoe 1977, Lipman et al. 1976). Σε τόσο μεγάλα χρονικά εύρη βέβαια η δράση των συστημάτων δεν είναι συνεχής, αλλά υπάρχουν περίοδοι ηρεμίας και επαναδραστηριοποίησης. Πιο συνηθισμένοι χρόνοι δράσης ενός επιθερμικού συστήματος σύμφωνα με τους White et al. (1990) είναι μεταξύ 100.000 έως 1.000.000 χρόνια μετά το σχηματισμό των ξενιστών ηφαιστειακών πετρωμάτων. Σε κάθε περίπτωση η μεγαλύτερη διάρκεια δραστηριοποίησης των συστημάτων φαίνεται να απαιτεί και την ανανέωση του μάγματος που αποτελεί την πηγή θερμότητας και την κινητήριο δύναμη της δράσης του επιθερμικού συστήματος. Από τους Kesler and Wilkinson (2009), έχει υπολογιστεί ότι κατά την διάρκεια του Φανεροζωϊκού έχουν σχηματιστεί περίπου 307.000 επιθερμικά κοιτάσματα από τα οποία περίπου 63.000 βρίσκονται ακόμη στον φλοιό της Γης. Τα υπόλοιπα 244.000 έχουν καταστραφεί από τη διάβρωση.



Σχήμα 4.4. Διάγραμμα οξειδωτικής κατάστασης – θερμοκρασιάς για τα υψηλής θείωσης επιθερμικά συστήματα, με την οξειδωτική κατάσταση να εκφράζεται μέσω της πτητικότητας του υδρογόνου. Τα όρια αντίδρασης των κύριων ορυκτών σημειώνονται με μαύρες γραμμές. Οι τυπικές συνθήκες χαμηλής θείωσης σημειώνονται στη κάτω δεξιά ενώ οι αντίστοιχες της υψηλής θείωσης στο πάνω τμήμα του διαγράμματος. Με το βέλος σημειώνεται η πορεία της εξαλλοίωσης (από Craw 2006).

#### 4.3. ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΑ ΡΕΥΣΤΑ

Στο σημείο αυτό θα αναφερθούμε στη δράση των υδροθερμικών διαλυμάτων και στη σημασία τους στο σχηματισμό επιθερμικών κοιτασμάτων. Τα διαλύματα αυτά είναι κατά κύριο λόγο μετεωρικά και η πηγή θερμότητας είναι μαγματική. Σύμφωνα με τους Hedenquist and Reid (1984) η μετεωρική προέλευσή τους αποδεικνύεται από τα ισότοπα οξυγόνου-18 και δευτερίου που δείχνουν ομοιότητες με αυτά των μετεωρικών νερών παρά με τα αντίστοιχα των μαγματικών. Τα υδροθερμικά ρευστά είναι πλούσια σε αέρια συστατικά αλλά και σε άλατα στα οποία εμπλουτίζονται από την πηγή θερμότητάς τους αλλά και διαλύουν από τα πετρώματα μέσα από τα οποία διέρχονται. Στη παρουσία αυτών των συστατικών άλλωστε οφείλεται και η δυνατότητα των διαλυμάτων να βρίσκονται σε κατάσταση βρασμού σε μεγαλύτερα βάθη σε σχέση με διαλύματα καθαρότερα από προσμίζεις. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό στα επιθερμικά κοιτάσματα είναι η ανάπτυξη διακλάσεων και ρηγμάτων στα περιβάλλοντα πετρώματα λόγω των υδροστατικών πιέσεων που δημιουργούνται από τις τάσεις των πτητικών συστατικών και ο σχηματισμός υδροθερμικών λατυποπαγών. Αυτό βοηθάει στην άνοδο των ρευστών και στη μεγαλύτερη επίδρασή τους στα γύρω πετρώματα. Οφείλεται συχνά στην κατάσταση βρασμού και στην αντίσταση των περιβαλλόντων πετρωμάτων στην κίνηση των ρευστών. Η υδραυλική αυτή κατάτμιση των πετρωμάτων και η ταυτόχρονη απόθεση του φορτίου των ρευστών δημιουργεί λατυποπαγή, που είναι ζώνες, φλέβες ή σπασίματα στα πετρώματα αποτελούμενα από λατύπες του πετρώματος ξενιστή, και συχνά αποθηκεύουν σημαντικές συγκεντρώσεις μεταλλοφορίας.

Όσο αφορά τη μετακίνηση των ρευστών από τα βαθύτερα στα ανώτερα σημεία του επιθερμικού συστήματος και την απόθεση μεταλλοφορίας, φαίνεται ότι η γεωλογική δομή κάθε περιοχής, π.χ. σχηματισμός καλδέρας, παίζει σημαντικό ρόλο στη τελική θέση όπου τα υδροθερμικά ρευστά θα αποβάλλουν το μεταλλικό τους φορτίο, συνήθως στη περιφέρεια της καλδέρας. Σύμφωνα όμως με τους Hedenquist and Reid (1986) και Simmons et al. (2005), σημαντικότερο ρόλο διαδραματίζει το σύστημα μεταφοράς της θερμότητας, το οποίο έχει σχετικά σταθερά σχέδια ροής γύρω από ένα μεγάλο διεισδυτικό σώμα σε μεγαλύτερα βάθη.

Η έρευνα για τη σύσταση των υδροθερμικών διαλυμάτων αποτελεί ένα ιδιαίτερου ενδιαφέροντος επιστημονικό πεδίο. Η μελέτη της σύστασης των υδροθερμικών διαλυμάτων γίνεται μέσω των ρευστών εγκλεισμάτων, υπολειμματικών ρευστών δηλαδή, του αρχικού υδροθερμικού διαλύματος τα οποία έχουν παγιδευτεί με τη μορφή ρευστών εγκλεισμάτων στο εσωτερικό κρυστάλλων των πετρωμάτων του υδροθερμικού συστήματος. Σύμφωνα με τον Roedder (1984), τα ορυκτά μέσα στα οποία απαντώνται πιο συχνά ρευστά εγκλείσματα είναι ο χαλαζίας, ο φθορίτης, ο αλίτης, ο ασβεστίτης, ο απατίτης, ο δολομίτης, ο σφαλερίτης, ο βαρύτης και το τοπάζιο.

Σημαντικά στη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων είναι τα θυγατρικά ορυκτά (daughter minerals), τα προϊόντα δηλαδή της στερεής φάσης που περικλείεται στα διαλύματα των ρευστών εγκλεισμάτων. Σύμφωνα με τον Roedder (1984) το πιο συνηθισμένο θυγατρικό ορυκτό είναι ο αλίτης (NaCl) που έχει σχήμα κυβικό και είναι ισότροπο. Άλλα θυγατρικά ορυκτά αποτελούν τα συλβίτης (KCl), ασβεστίτης
(CaCO<sub>3</sub>), ανυδρίτης (CaSO<sub>4</sub>) και αιματίτης (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Σπανιότερα απαντώνται διάφορα σουλφίδια, θειϊκές, ανθρακικές και φθοριούχες ενώσεις.

Τα αποτελέσματα της μελέτης των ρευστών εγκλεισμάτων δίνουν πληροφορίες για τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας υπό τις οποίες έγινε η παγίδευση του ρευστού αλλά και για την πυκνότητα και τη σύσταση του ρευστού (Roedder 1984). Oι Roedder (1984), Hollister and Crawford (1981), Shepherd et al. (1985), έχουν θέσει κάποιες παραδοχές όσον αφορά την μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων, οι οποίες είναι οι εξής: τουλάχιστον κάποια από τα εγκλείσματα είναι πρωτογενή, το περιεχόμενο αυτών των πρωτογενών εγκλεισμάτων αντιπροσωπεύει το αρχικό ρευστό, μετά την παγίδευσή τους το σύστημα θεωρείται κλειστό και δεν υπάρχουν ανταλλαγές με το περιβάλλον, όταν πρόκειται για ομογενές σύστημα το έγκλεισμα αντιπροσωπεύει την ολική σύσταση του ρευστού, η σύσταση και η πυκνότητα του διαλύματος παραμένουν αμετάβλητες μετά το κλείσιμο του συστήματος, και τέλος, τα υπό μελέτη εγκλείσματα δεν έχουν υποστεί διαρροή ή καταστροφή.

Όσον αφορά τα ρευστά εγκλείσματα στα επιθερμικά κοιτάσματα οι Hedenquist and Reid (1986) επισημαίνουν ότι αυτά εμφανίζονται με αλατότητες έως και 8% wt eq NaCl, κυρίως όμως κάτω από 3% wt eq. NaCl. Οι Hedenquist and Henley (1985), επισημαίνουν την μεγάλη σημασία στην ταπείνωση του σημείου ψύξης, που διαδραματίζει το ποσοστό του διαλυμένου αερίου CO<sub>2</sub> στο διάλυμα. Σύμφωνα λοιπόν με τις απόψεις των ερευνητών για τη σύσταση των ρευστών εγκλεισμάτων, αυτή φαίνεται να μην διαφέρει από τα αντίστοιχα ρευστά εγκλείσματα στα σύγχρονα επιθερμικά συστήματα.

Ο βρασμός, όπως προαναφέρθηκε, είναι ένα σημαντικό φυσικό φαινόμενο το οποίο χαρακτηρίζει τα επιθερμικά συστήματα. Δεδομένων των θερμοκρασιών των ρευστών η πηγή της θερμότητας προφανώς είναι μαγματική. Μόλις ένα ρευστό φθάσει την μέγιστή του θερμοκρασία κατά μήκος μιας διεύθυνσης ροής και αρχίσει να ανεβαίνει προς την επιφάνεια, θα αρχίσει επίσης να αποσυμπιέζεται. Η μεταβολή είναι πολύ πιθανό να είναι αδιαβατική, από το σημείο που η πίεση της υγρής φάσης είναι ανάλογη της πίεσης της αέριας φάσης για μια ορισμένη τιμή θερμοκρασίας. Στο σημείο αυτό με τον σχηματισμό της αέριας φάσης, το ρευστό επέρχεται σε κατάσταση βρασμού. Εάν το ρευστό ανέρχεται αρκετά γρήγορα θα συνεχίσει να βράζει σε όλη τη διάρκεια της διαδρομής του μέχρι την επιφάνεια. Σε διαφορετική περίπτωση λόγω της αποβολής της αέριας φάσης θα επανέρθει στην αρχική του κατάσταση όπου θα χαρακτηρίζεται από υψηλή θερμοκρασία αλλά δεν θα βρίσκεται

σε κατάσταση βρασμού. Αυτό φανερώνει και τον καθοριστικό ρόλο που παίζει η συγκέντρωση της αέριας φάσης στο διάλυμα σε σχέση με τα περιεχόμενα άλατα. Επίσης, όσον αφορά τον βρασμό αξίζει να σημειωθεί ότι με την αύξηση της διαφυγής των αερίων αυξάνεται αντίστοιχα και η περιεκτικότητα σε διαλυμένα μη πτητικά στοιχεία, όπως το NaCl. Τέλος, σημειώνεται η σημασία που έχει η κατάσταση του βρασμού στην ελάττωση της διαλυτότητας του χρυσού στο διάλυμα και κατά συνέπεια στην πιθανότητα απόθεσης του χρυσού στα επιθερμικά κοιτάσματα.

Ανακεφαλαιώνοντας και ολοκληρώνοντας την αναφορά στα υδροθερμικά ρευστά και σύμφωνα με τους Hedenquist and Reid (1986), Hedenquist et al. (2000) και White and Hedenquist (1995), αξίζει να αναφερθούμε στα παρακάτω: τα επιθερμικά ρευστά αποτελούνται κυρίως από μετεωρικά διαλύματα που μέσω ενός συστήματος ρηγμάτων και διακλάσεων έρχονται σε επαφή με ένα γειτονικό μάγμα και θερμαίνονται. Κατά τη διάρκεια της θέρμανσής τους τα διαλύματα εμπλουτίζονται σε μαγματικά πτητικά, κυρίως σε CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, HCL και δευτερευόντος σε N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, Ar, He, κ.ά. Πολλά από τα συστατικά των υδροθερμικών διαλυμάτων προέρχονται από την έκπλυση που προκαλούν στα γύρω τους πετρώματα. Ωστόσο η ποσότητα των συστατικών που εκπλένεται σχετίζεται περισσότερο με τη μεταφορική ικανότητα του διαλύματος παρά με την αρχική συγκέντρωση των συστατικών στο πέτρωμα. Το γεωχημικό περιβάλλον της δράσης των υδροθερμικών ρευστών στο επιθερμικό σύστημα συνδέεται με μια σε βάθος ανοδική ζώνη χλωριδίων, με την οποία μπορεί να σχετίζεται ένα συμπύκνωμα υψηλής οξύτητας θειικού οξέος ή/και νερό πλούσιο σε CO<sub>2</sub>, θερμαινόμενο από τη δράση ατμών καθώς και μη θερμαινόμενο υπόγειο νερό που μπορεί επίσης να εισέρχεται παροδικά στο σύστημα. Ωστόσο όλα τα παραπάνω δεν είναι σίγουρο ότι θα εμφανίζονται σε κάθε επιθερμικό σύστημα, καθώς υπάρχουν διαφορές ανάλογα με τη γεωμορφολογία της εκάστοτε περιοχής, το ύψος της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα, τη δυνατότητα κατείσδυσης του μετεωρικού νερού κ.ά.

# 4.4. ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΕΣ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΙΣ ΣΤΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Υπάρχουν αρκετοί λόγοι για τους οποίους είναι χρήσιμη η ερμηνεία των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, ειδικά όσον αφορά την χρήση τους στην ορυκτολογική, κοιτασματολογική και γεωθερμική έρευνα, αλλά και στην αξιολόγηση αποθηκευτικών χώρων απορριμμάτων (Thompson and Thompson 2012). Η μελέτη των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων μπορεί να έχει και θεωρητική και εφαρμοσμένη

σημασία. Επίσης σημαντική για τον γεωλόγο είναι η μελέτη των εξαλλοιώσεων στη προσπάθεια να κατανοήσει στα κοιτάσματα μεταλλευμάτων την αρχική σύσταση των διαφόρων πετρωμάτων ξενιστών. Σημαντικός είναι ο καθορισμός της παραγένεσης, της υφής και των χαρακτηριστικών που φανερώνουν την δευτερογενή προέλευση των ορυκτών που σχηματίζονται κατά την εξαλλοίωση. Επίσης θα πρέπει να διερευνηθεί η σχέση των ορυκτών εξαλλοίωσης με το πέτρωμα, με τις φλέβες που διασχίζουν τα πετρώματα, με τα τοιχώματα και τις περιφέρειες αυτών και με τις τυχόν ζώνες ορυκτών που εντοπίζονται. Η ποσοτικοποίηση της έντασης και του εύρους της εξαλλοίωσης του πετρώματος βοηθάει στην κατανόηση της διαπερατότητας του πρωτόλιθου και της συχνότητας ροής των υδροθερμικών ρευστών. Σημαντικός είναι επίσης ο καθορισμός της σχέσης μεταξύ των πρωτογενών ορυκτών του πετρώματος. Για παράδειγμα σχέσεις αντικατάστασης, ισορροπίας και εγκλεισμάτων ορυκτών μέσα σε άλλα είναι χρήσιμα για την διαδικασία εξαγωγής συμπερασμάτων.

Σύμφωνα με τους Hedenquist and Reid (1986) η μελέτη των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων σε ένα επιθερμικό σύστημα είναι σημαντική για διάφορους λόγους. Καταρχήν, με τη μελέτη των εξαλλοιώσεων διαπιστώνουμε τις φυσικο–χημικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά το σχηματισμό του κοιτάσματος. Επίσης, μπορούν να γίνουν συσχετίσεις δύο ή περισσοτέρων συστημάτων (π.χ. υπερκάλυψη – overprinting επιθερμικών σε πορφυριτικά κοιτάσματα). Και τέλος, η μελέτη των εξαλλοιώσεων δίνει τη δυνατότητα να κατανοήσουμε τη θέσης τους μέσα στο κοίτασμα, επειδή οι υδροθερμικές εξαλλοιώσεις συχνά είναι ευρύτερα διαδεδομένες σε σχέση με την μεταλλοφορία.

Όσο αφορά τους παράγοντες που επηρεάζουν τον σχηματισμό υδροθερμικών ορυκτών, ο Browne (1978), έδειξε ότι οι αλλαγές που προκύπτουν από την εξαλλοίωση, οφείλονται στη θερμοκρασία, την πίεση, τον τύπο του πετρώματος, τη διαπερατότητα, τη σύσταση των υδροθερμικών ρευστών και τη διάρκεια της δραστηριοποίησης του υδροθερμικού συστήματος. Οι διαδικασίες της εξαλλοίωσης συχνότερα έχουν παρατηρηθεί να επηρεάζουν ευρέως τα ασβεσταλκαλικά και αλκαλικά ηφαιστειακά πετρώματα, τα οποία έχουν παρόμοια χημικά χαρακτηριστικά με τα υδροθερμικά ρευστά.

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, στα επιθερμικά συστήματα η διαπερατότητα των πετρωμάτων και ο χρόνος παραμονής του μετεωρικού νερού είναι μεγάλα. Σύμφωνα με τους Hedenquist and Reid (1986) στις συνθήκες αυτές τα χημικά συστήματα που αναπτύσσονται πρέπει να επέλθουν σε κατάσταση ισορροπίας, και λαμβάνουν χώρα αντιδράσεις ανταλλαγής κατιόντων, που ελέγχονται από την θερμοκρασία.

Έτσι, ο αλβίτης μετατρέπεται σε K-άστριο, NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> + K<sup>+</sup>  $\rightarrow$  KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> + Na<sup>+</sup>, K<sub>eq</sub>  $\rightarrow$  [Na<sup>+</sup>]/[K<sup>+</sup>] (1)

Ο βαϊρακίτης (ομάδα ορυκτών του ζεολίθου) σε αντίδραση με χαλαζία μετατρέπεται σε αλβίτη:

 $\begin{aligned} CaAl_{2}Si_{4}O_{12}.2H_{2}O &+ 2SiO_{2} &+ 2Na+ \rightarrow 2NaAlSi_{3}O_{8} &+ Ca^{2+} &+ 2H_{2}O, \ K_{eq} &\rightarrow \\ [Ca^{2+}][H_{2}O]^{2/}[Na^{+}]^{2} \ (2) \end{aligned}$ 

Επίσης πραγματοποιούνται αντιδράσεις υδρόλυσης, οι οποίες ελέγχουν και το pH:

O K-άστριος με υδρόλυση δίνει ως προϊόντα μοσχοβίτη ή σερικίτη και χαλαζία, 3KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> + 2H<sup>+</sup> → KAl<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> + 6SiO<sub>2</sub> + 2K<sup>+</sup>, Keq → [K<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] (3)

O αλβίτης δίνει ως προϊόντα Na-ούχο μοντμοριλλονίτη και χαλαζία, 2,33NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> + 2H<sup>+</sup> → Na<sub>0,33</sub>Al<sub>2,33</sub>Si<sub>3,67</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> + 3,33SiO<sub>2</sub> + 2Na<sup>+</sup>, Keq → [K<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] (4)

Ο βαϊρακίτης δίνει Ca-ούχο μοντμοριλλονίτη και χαλαζία, 1,17CaAl<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>.2H<sub>2</sub>O + 2H<sup>+</sup> → Ca <sub>0,17</sub> Al <sub>2,33</sub> Si <sub>3,7</sub> O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> + SiO<sub>2</sub> + 2H<sub>2</sub>O + Ca<sup>++</sup>, Keq →  $[Ca^{++}][H_2O]^2/[H^+]^2$  (5)

Το κλάσμα  $K_{eq}$  που εμφανίζεται παραπάνω εκφράζει τον συντελεστή ισορροπίας των αντίστοιχων αντιδράσεων. Σύμφωνα λοιπόν με τους Hedenquist and Reid (1986) γίνεται φανερό από τις παραπάνω αντιδράσεις ότι η υδροθερμική εξαλλοίωση μπορεί να φανεί χρήσιμος οδηγός στην κατανόηση των φυσικοχημικών συνθηκών που επικρατούσαν κατά την απόθεση της μεταλλοφορίας. Αξίζει δε να σημειωθεί η μεγάλη συσχέτιση μεταξύ της θερμοκρασίας και της σταθεράς ισορροπίας των αντιδράσεων που προκύπτει από την σχέση: d(lnK<sub>eq</sub>)/dT =  $\Delta H^o/RT^2$ , όπου  $H^o$  είναι η διαφορά ενθαλπίας σχηματισμού μεταξύ των αντιδρόντων και των προϊόντων και R η παγκόσμια σταθερά των αερίων. Από την άλλη η επίδραση της πίεσης στην ισορροπία των ορυκτών στις επιθερμικές συνθήκες, φαίνεται να είναι τόσο μικρή που τις περισσότερες φορές δεν υπολογίζεται.

Άρα ο ένας από τους κύριους παράγοντες που ελέγχουν την υδροθερμική εξαλλοίωση είναι η θερμοκρασία. Έναν ακόμη σημαντικό παράγοντα αποτελεί το ποσοστό του CO<sub>2</sub> και αυτό γιατί λόγω του βρασμού, μεγάλες ποσότητες του αερίου διαφεύγουν μεταβάλλοντας τις τιμές του pH στο υδροθερμικό διάλυμα. Το pH αυξάνεται λόγω της παρουσίας του H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, όπως φαίνεται από την παρακάτω αντίδραση:

 $\text{CO}_{2(g)} + \text{H}_2\text{O}_{(1)} \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3(6)$ 

Το διαλυμένο CO<sub>2</sub>, ως H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, στο διάλυμα διαφεύγει μέσω των ατμών, και τα κατιόντα υδρογόνου καταναλώνονται μειώνοντας το pH. Για παράδειγμα, σε συνθήκες εναλλαγής καταστάσεων ισορροπίας και βρασμού, κατά την μεταβολή της θερμοκρασίας από τους 260°C στους 240°C, το pH αυξάνεται κατά μία μονάδα και η περιεκτικότητα του CO<sub>2</sub> μειώνεται. Επιπρόσθετα, οι μεταβολές της αλατότητας του διαλύματος επηρεάζουν το pH μετατοπίζοντας τις αντιδράσεις ισορροπίας προς τα αντιδρώντα ή τα προϊόντα, σε μια προσπάθεια να διατηρηθεί η ισορροπία. Ένας ακόμη παράγοντας που ρυθμίζει το pH, είναι τα ορυκτά της εξαλλοίωσης και κατά πόσο αυτά έρχονται σε επαφή με τα ρευστά. Ρευστά που κινούνται εντός φλεβών σε κατάσταση βρασμού, αυξάνουν την τιμή του pH τους και σχηματίζουν στα τοιχώματος, υπόκεινται ρύθμιση και σταθεροποίηση του pH τους από τα ορυκτά του πετρώματος και έτσι δημιουργούν την σερικιτική ζώνη εξαλλοίωσης στο πέτρωμα.

Στο σύνολο των σημαντικών αντιδράσεων που πραγματοποιούνται στο πλαίσιο ενός επιθερμικού συστήματος, αξίζει να προστεθεί και η αντίδραση διαλυτότητας του ασβεστίτη:

$$CaCO_{3(s)} + CO_{2(g)} + H2O^{(1)} \rightarrow 2HCO_{3(aq)} + Ca^{++}(7)$$

από την οποία φαίνεται ότι η κατάσταση βρασμού ενός διαλύματος σε συνδυασμό με την αποβολή CO<sub>2</sub>, οδηγεί στην κατακρήμνιση του ασβεστίτη. Η διαδικασία αυτή έχει σαν αποτέλεσμα το σχηματισμό φλεβών ασβεστίτη ή και φλεβών χαλαζία με ψευδομορφές ασβεστίτη. Εδώ όμως και πάλι διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο η συγκέντρωση του CO<sub>2</sub>. Εάν είναι χαμηλή, δεν προκαλείται βρασμός και το διάλυμα δεν επέρχεται σε κατάσταση κορεσμού σε Ca<sup>++</sup>. Στη περίπτωση αυτή εμφανίζονται ως ορυκτά εξαλλοίωσης, εκτός των άλλων, Ca-ούχα μέλη της ομάδας των ζεολίθων και επίδοτο. Ενώ αντίθετα η απουσία αυτών των ορυκτών υποδεικνύει σχετικά υψηλές τιμές CO<sub>2</sub> στο διάλυμα (Hedenquist and Reid 1986, Hedenquist et al. 2000).

Στο σημείο αυτό θα αναφερθούμε στην ταξινόμηση των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων. Πολλοί ερευνητές επιθερμικών κοιτασμάτων κατά το παρελθόν έχουν παρουσιάσει διάφορες ταξινομήσεις των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων που τα χαρακτηρίζουν. Οι διάφορες προσεγγίσεις των ερευνητών στην ταξινόμηση των εξαλλοιώσεων καθορίστηκαν σε μεγάλο βαθμό από το περιβάλλον στο οποίο σχηματίστηκαν. Ως εκ τούτου, η πλειονότητα των ταξινομήσεων αντιπροσωπεύουν λεπτομερή έρευνα σε διάφορους τύπους κοιτασμάτων και αντίστοιχη κάθε φορά ταξινόμηση. Δηλαδή, υπάρχουν διαφορετικές ταξινομήσεις για τις εξαλλοιώσεις στα πορφυριτικά κοιτάσματα, στα κοιτάσματα τύπου skarn, στα ηφαιστειογενή θειούχα κοιτάσματα και στα μεσοθερμικά φλεβικά κοιτάσματα. Όσον αφορά τις υδροθερμικές εξαλλοιώσεις που παρατηρούνται στα επιθερμικά κοιτάσματα αυτές ταξινομήθηκαν όπως παρουσιάζεται στον Πίνακας 3 από τους Hedenquist et al. (2000). Στον πίνακα δίνεται μια συγκεντρωτική ταξινόμηση των τύπων υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, και των ορυκτών που τις συνοδεύουν, όπως αυτές δημιουργούνται από την δράση υδροθερμικών ρευστών σε αργιλοπυριτικά πετρώματα.

Ορυκτά			Τύπος εξαλλοίωσης
Κυρίως χαλαζίας (>90%)			Πυριτική
Αλουνίτης, χαλα	αζίας		Υπογενετική προχωρημένη αργιλική εξαλλοίωση
Αλουνίτης,	χαλαζίας,	δικίτης,	Υπογενετική ή steam-heated ή υπεργενής
καολινίτης, πυροφιλλίτης, διάσπορο			προχωρημένη αργιλική εξαλλοίωση
Πυροφυλλίτης, δικίτης, χαλαζίας			Βαθειά υπογενής προχωρημένη αργιλική
			εξαλλοίωση

**Πίνακας 3.** Ταξινόμηση των υδροθερμικών τύπων εξαλλοίωσης σύμφωνα με τον Hedenquist et al, (2000) καθώς και τα χαρακτηριστικά ορυκτά που τις συνοδεύουν.

Ιλλίτης, χαλαζίας	Αργιλική εξαλλοίωση (υψηλής Τ)
Ιλλίτης, σμεκτίτης	Αργιλική εξαλλοίωση (μέσης Τ)
Σμεκτίτης	Αργιλική εξαλλοίωση (χαμηλής Τ)
Επίδοτο	Προπυλιτική εξαλλοίωση (υψηλής Τ)
Χλωρίτης, ασβεστίτης	Προπυλιτική εξαλλοίωση (χαμηλής Τ)

Ένα σημαντικό στοιχείο που χαρακτηρίζει την εμφάνιση των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων είναι η ζώνωση τους (Σχήμα 4.5). Από τη μελέτη διαφόρων κοιτασμάτων έχει αποδειχτεί ότι περιμετρικά κάθε επιθερμικού συστήματος, αναπτύσσονται διακριτές ζώνες με σημαντική διαφοροποίηση στην ορυκτολογική σύστασή τους. Οι ζώνες αυτές σχετίζονται με τις ζώνες εξαλλοίωσης και οι οποίες τοποθετούνται περιμετρικά του επιθερμικού συστήματος κατά μήκος ισόθερμων καμπυλών.

Ολοκληρώνοντας την αναφορά στις υδροθερμικές εξαλλοιώσεις θα πρέπει να αναφερθούν τρείς παράμετροι που χαρακτηρίζουν τα επιθερμικά συστήματα. Η πρώτη είναι η επικάλυψη (overprinting) που οφείλεται στην περιοδική και συνεχή επαναδραστηριοποίηση των επιθερμικών συστημάτων με αποτέλεσμα την επικάλυψη παλαιότερων υδροθερμικών ζωνών εξαλλοίωσης από ζώνες εξαλλοίωσης νεότερης δράσης. Ένα άλλο πρόβλημα που συναντάται αφορά στην προχωρημένη αργιλική ζώνη εξαλλοίωσης, της οποίας η μελέτη είναι σημαντική για την κατανόηση των επιθερμικών συστημάτων. Συχνά οι υψηλές θερμοκρασίες σχηματισμού της ζώνης αυτής δεν επιτρέπουν να δημιουργηθεί μεταλλοφορία. Τρίτο και τελευταίο πρόβλημα στην ερμηνεία των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, όπως τονίζεται από τους Hedenquist and Reid (1984) αλλά και τους Hedenquist et al. (2000) αποτελεί η υποτονικότητα πολλών αντιδράσεων ισορροπίας μεταξύ νερού και πετρώματος, η οποία οφείλεται στη μικρή διαπερατότητα του πετρώματος. Αυτό οδηγεί στον περιορισμένο σχηματισμό ορισμένων ορυκτών που ελέγχονται από τέτοιες αντιδράσεις, όπως το επίδοτο και ο ακτινόλιθος, και κατά συνέπεια στη λανθασμένη ερμηνεία των ζωνών εξαλλοίωσης.



Σχήμα. 4.5. Τα ορυκτά, οι ζώνες εξαλλοίωσης και η κατανομή τους περιμετρικά των επιθερμικών συστημάτων. Προχωρημένη αργιλική ζώνη (χαμηλή Τ), προχωρημένη αργιλική ζώνη (υψηλή T), αργιλική ζώνη (χαμηλή T), αργιλική ζώνη (υψηλή T), προπυλιτική (χαμηλή T), προπυλιτική (υψηλή T). Φλέβες χαλαζία και μεταλλεύματος (Hedenquist et al. 1996).

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η διπλωματική αυτή εργασία εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η υπαίθρια έρευνα καθώς και η συλλογή των δειγμάτων πετρωμάτων και μεταλλεύματος στη περιοχή Καλότυχου Ξάνθης έγιναν τον Ιούλιο του 2010. Συλλέχθηκαν συνολικά 14 δείγματα (Σχήμα 5.1).

Η εργαστηριακή έρευνα περιλαμβάνει την οπτική, χημική και ακτινογραφική μελέτη των δειγμάτων. Για τη μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων κατασκευάστηκαν λεπτές και στιλπνές τομές, οι οποίες μελετήθηκαν σε πολωτικό και μεταλλογραφικό μικροσκόπιο, τύπου Leitz του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας.

Η ακτινογραφική εξέταση έγινε στο εργαστήριο του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας σε περιθλασίμετρο PHILIPS τύπου PW1011, και χρησιμοποιήθηκε λυχνία χαλκού CuKa για παραγωγή μονοχρωματικής ακτινοβολίας με μήκος κύματος 1,54184 A και φίλτρο Ni 0,0170 mm. Η σταθερά χρόνου ήταν T=2T και η ταχύτητα καταγραφής 1 cm/min με περιοχή σάρωσης του γωνιομέτρου 3°- 63°. Οι εκτιμήσεις για την ορυκτολογική σύσταση των δειγμάτων έγιναν με βάση το αρχείο καρτών της A.S.T.M. (American Society for Testing and Materials). Για τον προσδιορισμό των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων πραγματοποιήθηκαν τέσσερις χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο Φασματομετρίας Μάζας Επαγωγικά Συζευγμένου Πλάσματος (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry - ICP-MS) στα Εργαστήρια ACME στο Vancouver του Καναδά.



**Σχήμα 5.1.** Σημεία δειγματοληψίας στην περιοχή Καλοτύχου. Η δειγματοληψία έγινε κατά μήκος ρεμάτων και φυσικών κλιτυών.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

Παρακάτω ακολουθεί αναλυτική περιγραφή των λεπτών και στιλπνών τομών που κατασκευάστηκαν από το υλικό της δειγματοληψίας.

# 6.1. ΛΕΠΤΕΣ ΤΟΜΕΣ

### <u>Τομή KLT-1, μακροσκοπικό δείγμα KLT-1 (Σχήμα 6.1)</u>

Στην τομή τα μεταλλικά ορυκτά καταλαμβάνουν το 30% του πετρώματος. Συσσωματώματα κόκκων χαλαζία μήκους μεταξύ 0.5 και 2 mm, βρίσκονται μέσα στην πλούσια αφανιτική μάζα. Ο χαλαζίας εμφανίζεται να έχει υποστεί μαγματική διάβρωση (Σχήμα 6.2) και αυτό αποδίδει στα συσσωματώματά του ένα υποστρόγγυλο σχήμα. Σύμφωνα με τους Donaldson and Henderson (1988), η εικόνα μαγματικής διάβρωσης που παρατηρείται με χαρακτηριστικό υποστρόγγυλο έως στρόγγυλο σχήμα, τα διάφορα εγκολπώματα στα όρια των κρυστάλλων χαλαζία και οι εσωτερικές κοιλότητες, φανερώνουν τον υποηφαιστειακό όξινο χαρακτήρα του πετρώματος. Το φαινόμενο αυτό, σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές εντοπίζεται όταν σε ήδη σχηματισμένους κρυστάλλους ή συσσωματώματα χαλαζία επιδράσουν τοπικά αέρια που περιέχονται σε υπέρθερμα κορεσμένα σε H<sub>2</sub>O ρευστά. Τα ρευστά αυτά επαναδραστηριοποιούνται λόγω της επαναθέρμανσης στην οποία υπόκειται το όξινο μάγμα από κάποιο υποκείμενο μάγμα βασικής έως ενδιάμεσης σύστασης.

Σε ορισμένες περιπτώσεις, στο εσωτερικό των συσσωματωμάτων χαλαζία εντοπίζεται σερικίτης. Τα πλαγιόκλαστα και τα σανίδινα είναι λιγότερα σε αριθμό και μικρότερα σε μέγεθος. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται αρκετά σερικιτιωμένα, ενώ στα σανίδινο εντοπίζονται έντονες διακλάσεις που πληρούνται με σερικίτη. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται συχνά και με ζωνώδη δομή. Σαν δευτερεύον ορυκτό παρατηρείται ο βιοτίτης ο οποίος όμως έχει μετατραπεί σχεδόν εξολοκλήρου σε σιδηροπυρίτη και χλωρίτη (οπακιτίωση). Τέλος, η ύαλος εξαλλοιώνεται σε μεγάλο βαθμό σε σερικίτη και σε ζεόλιθο.



**Σχήμα 6.1.** Δείγμα KLT-1, εξαλλοιωμένο τραχειτικό πέτρωμα, φαίνεται μικροφλέβα που πληρώνεται με ορυκτά εξαλλοίωσης.



Σχήμα.6.2. Μαγματική διάβρωση σε κρύσταλλο χαλαζια (Qtz). Φαίνεται επίσης κρύσταλλος βιοτίτη (Bt) που έχει μετατραπεί σε σιδηροπυρίτη και χλωρίτη αλλά και πλαγιόκλαστο (Pl) το οποίο έχει σερικιτιωθεί. Η ηφαιστειακή ύαλος έχει μετατραπεί σε μεγάλο βαθμό σε σερικίτη και ζεόλιθο.

#### Τομή KLT-2, μακροσκοπικό δείγμα KLT-2 (Σχήμα 6.3.α)

Παρατηρείται σημαντικός αριθμός αποστρογγυλομένων συσσωματωμάτων κόκκων ασβεστίτη που έχουν ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο σχήμα (Σχήμα 6.4), με μέσο μήκος μεταξύ 1 και 2 mm. Ο ασβεστίτης επίσης εντοπίζεται με τη μορφή μικροφλεβιδίων μέσα στην μικροκρυσταλλική μάζα της τομής, η οποία αποτελείται από λεπτομερή βιοτίτη και χλωρίτη και μεγάλο ποσοστό (30%) μεταλλικών ορυκτών. Τοπικά ο ασβεστίτης εμφανίζεται με εγκλείσματα μεταλλικών ορυκτών, τα οποία πιθανόν είναι σιδηροπυρίτης. Η παρουσία των κρυστάλλων ασβεστίτη μπορεί να εξηγηθεί από την επίδραση της προπυλιτικής φάσης εξαλλοίωσης στο πέτρωμα. Σε όλη την έκταση της τομής παρατηρούνται θραύσματα υάλου ενώ ο ιστός είναι υποφιτικός. Επίσης, εντοπίζονται φαινοκρύσταλλοι πλαγιοκλάστων που έχουν έντονη κατακλαστική υφή.

Η προπυλιτική εξαλλοίωση μπορεί να διαχωριστεί σε δύο στάδια, στο επιδοτιτικό και στο μη επιδοτιτικό στάδιο (Seki 1973). Η εξαλλοίωση που δεν περιλαμβάνει δημιουργία επιδότου χαρακτηρίζεται από υψηλή πίεση CO<sub>2</sub>, ενώ εκείνη στην οποία σχηματίζεται επίδοτο χαρακτηρίζεται από χαμηλότερες πιέσεις CO<sub>2</sub>. Στο επιδοτιτικό στάδιο της προπυλιτικής εξαλλοίωσης μπορεί να εμφανίζονται στο πέτρωμα συσσωματώματα επιδότου-χλωρίτη-σερικίτη, χλωρίτη-σερικίτη, χλωρίτη-επιδότου-ασβεστίτη (± αλβίτης και ορθόκλαστο) και αυτό εξαρτάται από τη χημική σύσταση των υδροθερμικών ρευστών και του πετρώματος. Στο στάδιο της προπυλιτικής εξαλλοίωσης, με πιθανή την παρουσία αλβίτη και ορθοκλάστου χωρίς όμως αυτό να είναι απαραίτητο. Η υψηλή πίεση του διαλυμένου CO<sub>2</sub>, στην αέρια φάση των υδροθερμικών ρευστών, δεν ευνοεί το σχηματισμό του επιδότου. Γίνεται λοιπόν φανερό ότι η προπυλιτική εξαλλοίωση του συγκεκριμένου πετρώματος ανήκει στο μη επιδοτιτικό στάδιο.



Σχήμα 6.3. Δείγμα KLT-2, εξαλλοιωμένο τραχειτικό πέτρωμα. Φαίνονται μικρά κενά του πετρώματος στα οποία έχουν αναπτυχθεί δευτερογενή ορυκτά της εξαλλοίωσης (ζεόλιθος).



**Σχήμα 6.4.** Αποστρογγυλομένα συσσωματώματα κόκκων ασβεστίτη (Cal) μέσα σε μικροκρυσταλλική μάζα με σημαντική παρουσία μεταλλικών ορυκτών.

# <u>Τομή KLT-2 (Λεπτή και στιλπνή τομή)</u>

Στην τομή παρατηρείται μεγάλος αριθμός συσσωματωμάτων πλαγιόκλαστων, μέσου μήκους 2mm, που περικλείονται από τεφρόχρωμη αφανιτική μάζα. Ο χαλαζίας είναι λίγος και έχει κατακλαστική υφή. Ο βιοτίτης εντοπίζεται σε μεγάλες ποσότητες και κατά τόπους στην αφανιτική μάζα εμφανίζονται πληρώσεις με βιοτίτη. Σε ορισμένα σημεία εμφανίζεται εξαλλοιωμένος να τον διατρέχουν φλεβίδια μικροκρυσταλλικού χαλαζία αλλά και ηφαιστειακής υάλου (Σχήμα 6.5). Ενώ σε ένα συγκεκριμένο σημείο (Σχήμα 6.6) εμφανίζεται σε άμεση γειτονία με κόκκους δευτερογενούς ρουτιλίου, κάτι που συμβαίνει συχνά στον υδροθερμικό βιοτίτη σύμφωνα με τους Thompson and Thompson (2012). Τέλος, στη τομή παρατηρείται μικρός αριθμός συσσωματωμάτων κρυστάλλων ασβεστίτη (Σχήμα 6.7), δείγμα της προπυλιτικής φάσης εξαλλοίωσης του πετρώματος. Όσον αφορά τα μεταλλικά ορυκτά, σημαντική είναι η ποσότητα σιδηροπυρίτη υπιδιόμορφου σχήματος.



**Σχήμα 6.5.** Χαρακτηριστική εικόνα της επίδρασης ηφαιστειακής υάλου σε φύλλο βιοτίτη. Λεπτή και στιλπνή τομή, εικόνα υπό ανακλώμενο φώς.



Σχήμα 6.7. Βιοτίτης (Bt) που έχει εξαλλοιωθεί περιμετρικά σε χλωρίτη (Chl), ενώ στην άμεση γειτονία του εντοπίζονται δύο κόκκοι ρουτιλίου (Rt).



Σχήμα 6.8. Συσσωμάτωμα κόκκων ασβεστίτη (Cal.) η παρουσία του οποίου δηλώνει την δράση της προπυλιτικής φάση εξαλλοίωσης.

#### <u>Τομή KLT-4, μακροσκοπικό δείγμα KLT-4 (Σχήμα 6.9)</u>

Η τομή αυτή είναι παρόμοια με την λεπτή τομή KLT-1. Αποστρογγυλομένοι κρύσταλλοι χαλαζία εξαιτίας της μαγματικής διάβρωσης εντοπίζονται μέσα στην αφανιτική μάζα η οποία αποτελείται από ηφαιστειακή ύαλο έντονα σερικιτιωμένη. Και πάλι ο βιοτίτης μετατρέπεται σε σιδηροπυρίτη και μερικώς σε χλωρίτη (οπακιτίωση). Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της τομής είναι τα υπολειμματικά φυλλάρια βιοτίτη τα οποία παρουσιάζουν έντονη εικόνα εξαλλοίωσης, καθώς περικλείουν λεπτόκοκκο σιδηροπυρίτη αλλά και κρυστάλλους χαλαζία (Σχήμα 6.10, 6.11).

Σε κάθε περίπτωση η χημική σύσταση του βιοτίτη είναι αναμφίβολα η αιτία για την ποικιλία των προϊόντων της εξαλλοίωσης του ορυκτού, όταν αυτή συμβαίνει υπό την επίδραση υδροθερμικών ρευστών σε ενδιάμεσες θερμοκρασίες και συνθήκες. Ο βιοτίτης είναι πολύ ασταθής όταν δέχεται την επίδραση υδροθερμικών διαλυμάτων και τείνει να μετατρέπεται σε πολλά ορυκτά. Τα είδη των ορυκτών που θα προκύψουν εξαρτώνται από τη χημική σύσταση και τη φύση των υδροθερμικών ρευστών σε συγκεκριμένο σημείο του υδροθερμικού συστήματος. Έτσι σε διαφορετικά σημεία του συστήματος αντιστοιχούν και διαφορετικά είδη νέων ορυκτών, ανάλογα με την θερμοκρασία, την πίεση, το pH και άλλους παράγοντες (Schwartz 2006).

Γενικά, ο βιοτίτης στις διάφορες φάσεις του υδροθερμικού συστήματος μπορεί να εξαλλοιωθεί σε χλωρίτη, μοσχοβίτη, σερικίτη, υδρομαρμαρυγία, καολίνη και άλλα αργιλικά ορυκτά αλλά και σε ασβεστίτη, επίδοτο – ζοϊσίτη, ρουτίλιο, σιδηροπυρίτη καθώς και σπανιότερα σε άλλα σουλφίδια και ορυκτά (Schwartz 2006). Ένα άθροισμα ορυκτών που έχουν αντικαταστήσει τον βιοτίτη μέσα σε μια μόνο λεπτή τομή, είναι μια συνήθης εικόνα που υποδεικνύει ότι η ισορροπία δεν επιτυγχάνεται εύκολα στα υδροθερμικά συστήματα. Η δομή του βιοτίτη ελέγχει κατά ισχυρό τρόπο τη δράση των υδροθερμικών ρευστών και κατά συνέπεια την υδροθερμική εξαλλοίωση (Schwartz 2006). Έτσι συχνά παρατηρούνται, όπως και στις λεπτές τομές που μελετήθηκαν, δύο ή και τρία ορυκτά της εξαλλοίωσης να αναπτύσσονται κατά μήκος διευθύνσεων παράλληλων στο σχισμό του ορυκτού.



Σχήμα 6.9. Δείγμα KLT-4. Πέτρωμα με έντονα τα χαρακτηριστικά της εξαλλοίωσης.



Σχήμα 6.10. Κρύσταλλος βιοτίτη (Bt) που έχει εξαλλοιωθεί μερικώς σε χαλαζία (Qtz), σιδηροπυρίτη (μαύρα στίγματα) και χλωρίτη.



Σχήμα 6.11. Φυλλάριο βιοτίτη (Bt) το οποίο έχει εξαλλοιωθεί μερικώς σε χαλαζία (Qtz), σιδηροπυρίτη (μαύρα στίγματα) και χλωρίτη.

## <u>Τομή KLT-6, μακροσκοπικό δείγμα KLT-6 (Σγήμα 6.12.)</u>

Το κύριο χαρακτηριστικό της τομής είναι η έντονη εξαλλοίωση σε σερικίτη σε όλη την έκτασή της (Σχήμα 6.13), αλλά και η σημαντική εμφάνιση μεταλλοφορίας σιδηροπυρίτη, που καταλαμβάνει μεγάλο ποσοστό (>30%) στην τομή. Επίσης παρατηρείται χαλαζίας συχνά με μαγματική διάβρωση περιμετρικά του οποίου αναπτύσσονται φυλλάρια σερικίτη. Η ηφαιστειακή ύαλος εξαλλοιώνεται σε ζεόλιθο, σε σερικίτη και μερικώς σε χαλαζία. Η εξαλλοίωση δημιουργεί χαρακτηριστικές μαύρες ταινιωτές και κυματιστές ταινίες (Σχήμα 6.14). Το φαινόμενο της εξαλλοίωσης του γυαλιού σε ζεόλιθο περιγράφεται αναλυτικά από τους De Gennaro et al. (1999). Σύμφωνα με τους ερευνητές, οι οποίοι εκτέλεσαν πειράματα με συνθετικό γυαλί όμοιας σύνθεσης με αυτήν που συναντάται σε εξαλλοιωμένους, ηφαιστειοκλαστικούς αλκαλί – τραχειτικούς ή τραχειτικούς τόφφους, είναι συνήθης η μετατροπή του τραχειτικού γυαλιού σε ζεόλιθο σε θερμοκρασίες 100, 150 και 200 °C. Ενδεικτικά, οι παραπάνω ερευνητές αναφέρουν ότι τα ορυκτά της εξαλλοίωσης που προκύπτουν είναι χαβαζίτης, φιλλιψίτης, ανάλκιμο και πλαγιόκλαστο.



Σχήμα 6.12. Δείγμα KLT-6. Εξαλλοιωμένο πορφυτικό πέτρωμα.



Σχήμα 6.13. Εικόνα από την τομή KLT-6 όπου φαίνονται έντονα τα ίχνη της εξαλλοίωσης του ηφαιστειακού γυαλιού και της γενικότερης πλήρης εξαλλοίωσης των πλαγιοκλάστων σε σερικίτη.



**Σχήμα 6.14.** Ταινίες που οφείλονται στην εξαλλοίωση του ηφαιστειακού γυαλιού εξαιτίας της δράσης των υδροθερμικών ρευστών.

# <u>Τομή KLT-7, μακροσκοπικό δείγμα KLT-7 (Σχ.6.15)</u>

Η τομή αυτή είναι παρόμοια με την τομή KLT-6. Η διαφορά εντοπίζεται στην υψηλότερη συγκέντρωση χαλαζία με τη μορφή συσσωματωμάτων αλλά και μικροκρυσταλλικού χαλαζία και σερικίτη. Ο χαλαζίας σε μερικά σημεία εντοπίστηκε με υποκίτρινη – κιτρινωπή χροιά, η οποία πιθανόν να οφείλεται σε χρωματισμό από κατιόντα σιδήρου. Επίσης εντοπίζεται ανακρυσταλλωμένο γυαλί από την δράση των υδροθερμικών ρευστών. Εδώ ο σιδηροπυρίτης σχηματίζει framboids (Σχήμα 6.16), τα οποία αποτελούν ένα ακόμη δείγμα της υποθαλάσσιας δράσης της ηφαιστειότητας αλλά και πληρώσεις υπό μορφή φλεβιδίων με μικροκρυσταλλικό υλικό (Σχήμα 6.17).



Σχήμα 6.15. Δείγμα KLT-7. Μικρορωγμές που πληρώνονται με σιδηροπυρίτη, αλλά και αρκετές μικρές κοιλότητες. Τα χαρακτηριστικά αυτά μαρτυρούν τη δράση αέριων φάσεων που διαπέρασαν το πέτρωμα και τονίζουν την ηφαιστειακή του προέλευση.



**Σχήμα 6.16.** Σιδηροπυρίτης με μορφή framboidal που φανερώνει τον υποθαλάσσιο χαρακτήρα σχηματισμού του ορυκτού.



Σχήμα 6.17. Μικροί κόκκοι σιδηροπυρίτη εντοπίζονται μέσα σε μικροφλεβίδια της τομής. Ο χαλαζίας φέρει ένα υποκίτρινο χρώμα, χαρακτηριστικό που φανερώνει την επίστρωσή του με κατιόντα Fe που φέρουν τα υδροθερμικά ρευστά.

#### Τομή KLT-8, μακροσκοπικό δείγμα KLT-8 (Σχήμα 6.18)

Στην τομή αυτή ο χαλαζίας εντοπίζεται υπό μορφή κρυστάλλων και συσσωματωμάτων και αραιά ανεπτυγμένος. Όπως και σε προηγούμενες τομές έτσι και εδώ εμφανίζεται με μαγματική διάβρωση (Σχήμα 6.19), ενώ σε μερικές περιπτώσεις εντοπίζεται και στο εσωτερικό του βιοτίτη. Οι καλιούχοι άστριοι είναι ισχυρά εξαλλοιωμένοι σε καολίνη. Τα πλαγιόκλαστα σχηματίζουν πολυδυμίες και εξαλλοιώνονται σε σερικίτη. Ο αρχικός βιοτίτης του πετρώματος που παρατηρείται διάσπαρτος σε όλη την τομή σε υπολλειματικά φυλλάρια ιδιόμορφου έως υπιδιόμορφου σχήματος, εξάλλοιώνεται σε χλωρίτη. Ο χλωρίτης (Σχήμα 6.20) αναπτύσσεται περιμέτρικα ορισμένων φυλλάριων βιοτίτη μεταβάλλοντας το σχήμα των φύλλων. Σύμφωνα με τους Thompson and Thompson (2012), η χαμηλή συγκέντρωση σιδήρου και τιτανίου στον υδροθερμικό βιοτίτη, σε σχέση με το πρόδρομο ορυκτό της εξαλλοίωσης, οδηγεί συχνά στο σχηματισμό δευτερογενούς τιτανίτη, ρουτιλίου (ανατάση) ή/και μαγνητίτη στο εσωτερικό του βιοτίτη ή σε άμεση γειτονία με αυτόν. Ορισμένα φύλλα βιοτίτη έχουν μετατραπεί πλήρως σε χλωρίτη. Στη τομή επίσης εντοπίζεται καστανή κεροστίλβη και μικρή ποσότητα πυρόξενου. Η καστανή κεροστίλβη διατηρεί το αρχικό της σχήμα αλλά εμφανίζεται να μετατρέπεται σε πλαγιόκλαστο (οπακιτίωση) και τιτανίτη. Ο τιτανίτης (Σχήμα 6.21) αναπτύσσεται στο εσωτερικό του ορυκτού με τη μορφή μικρών ελλειψοειδών κρυστάλλων (Σχήμα 6.22,6.23). Ο σιδηροπυρίτης στην τομή εμφανίζεται σε όλη την έκτασή, είτε διάσπαρτος στην μικροκρυσταλλική μάζα είτε και μέσα σε άλλα ορυκτά όπως στον βιοτίτη και τον χλωρίτη.



Σχήμα 6.18. Δείγμα KLT-8. Πέτρωμα με πορφυριτικό ιστό. Διακρίνονται φαινοκρύσταλλοι καλιούχων αστρίων.



**Σχήμα 6.19.** Μαγματική διάβρωση σε κρύσταλλο χαλαζία που οφείλεται σε επαναθέρμανση και επαναδραστηριοποίηση αέριων φάσεων.



Σχήμα 6.20. Χλωρίτες (Chl) που προέρχονται από την πλήρη εξαλλοίωση του βιοτίτη, καολινίτης (Kln) που προκύπτει από την εξαλλοίωση καλιούχων αστρίων και πλαγιόκλαστα με σερικιτίωση.



Σχήμα 6.21. Κρύσταλλος καστανής κεροστίλβης που μετατρέπεται σε πλαγιόκλαστο και τιτανίτη.



Σχήμα 6.22. Κρύσταλλοι κεροστίλβης οι οποίοι εξαλλοιώνονται σε πλαγιόκλαστο και τιτανίτη.



**Σχήμα 6.23.** Κρύσταλλος καστανής κεροστίλβης ο οποίος μετατρέπεται σε πλαγιόκλαστο, τιτανίτη και χαλαζία.

# 6.2. ΣΤΙΛΠΝΕΣ ΤΟΜΕΣ

Κατά την μελέτη των στιλπών τομών για τον εντοπισμό μεταλλικών παραγενέσεων το μοναδικό ορυκτό που εντοπίστηκε είναι ο σιδηροπυρίτης.

# <u>Τομή KLT-1a</u>

Ο σιδηροπυρίτης εντοπίζεται διάσπαρτος σε όλη την τομή με μεγέθη από 2 μm μέχρι και 159 μm και υπιδιόμορφο σχήμα. Σε ορισμένα σημεία εντοπίζεται υπομικροκρυσταλλικός σιδηροπυρίτης μέσα σε χαλαζία.

# <u>Τομη KLT-1b</u>

Ο σιδηροπυρίτης παρατηρείται διάσπαρτος σε όλη την τομή από μεγέθη μικρότερα των 2 μm και μέχρι 65 μm, ενώ έχει ακανόνιστη μορφή. Σε ορισμένα σημεία εντοπίζονται λεπτές ζώνες σιδηροπυρίτη γύρω από σύνδρομα ορυκτά (Σχήμα 6.24).

### <u>Τομή KLT-4</u>

Ο σιδηροπυρίτης βρίσκεται διάσπαρτος μέσα στην τομή σε μεγέθη μεταξύ 4 μm και 220 μm. Το σχήμα των κρυστάλλων είναι αλλοτριόμορφο. Και εδώ συναντάται με υπο-μικροκρυσταλλική μορφή μέσα σε σύνδρομα ορυκτά.

# <u>Τομή KLT-4a</u>

Οι κόκκοι σιδηροπυρίτη εμφανίζονται με μεγέθη μέχρι και 35 μm. Το σχήμα των κρυστάλλων του ορυκτού κυμαίνεται από υπιδιόμορφο έως και ιδιόμορφο σχηματίζοντας εξαγωνικές, πενταγωνικές και τετραγωνικές μορφές.

#### <u>Τομη KLT-5</u>

Ο σιδηροπυρίτης εντοπίζεται με τη μορφή διάσπαρτων κόκκων και σε κατά τόπους συγκεντρώσεις. Το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται μεταξύ 13 μm και 169 μm. Το σχήμα του χαρακτηρίζεται από αλλοτριόμορφο μέχρι και ιδιόμορφο με σχήματα από ακανόνιστα μέχρι και εξάγωνα. Η υφή της τομής είναι κατακλαστική και οι εμφανίσεις του σιδηροπυρίτη είναι κατά στρώσεις (Σχήμα 6.25), οι οποίες φαίνονται να συνδέονται μεταξύ τους.

### <u> Toµή KLT-5a</u>

Υπο-μικροκρυσταλλικός σιδηροπυρίτης διάσπαρτος στην τομή και μέσα σε σύνδρομα ορυκτά. Η ανάπτυξη της μεταλλοφρίας και εδώ παρατηρείται σε παράλληλες στρώσεις με μεγέθη κρυστάλλων να κυμαίνονται μεταξύ 4,5 και 91 μm.

#### <u>Τομή KLT-6</u>

Πέρα από την διάσπαρτη εμφάνισή του σε όλη την τομή, ο σιδηροπυρίτης εδώ εμφανίζεται συχνά υπό μορφή framboids (Σχήμα 6.26, 6.27), ενώ το μέσο μέγεθος των κόκκων είναι μεταξύ 2 μm και 78 μm. Ο όρος framboid περιγράφει ένα μικρομορφολογικό χαρακτηριστικό το οποίο είναι κοινό σε σιδηροπυρίτες που εντοπίζονται σε ιζηματογενή ή ηφαιστειοϊζηματογενή περιβάλλοντα (Wilkin and Barnes 1997).

# <u>Τομή KLT-6a</u>

Ο σιδηροπυρίτης εντοπίζεται κατά τόπους διάσπαρτος στην τομή ενώ σε ορισμένα σημεία παρατηρείται και μέσα στο χαλαζία. Οι κόκκοι του ορυκτού εμφανίζονται με μέσο μέγεθος μεταξύ 4 και 10 μm και με από σχήματα ακανόνιστα έως κυβικά. Σημαντικός είναι και ο αριθμός συσσωματωμάτων με framboidal και συγκεντρική δομή (Σχήμα 6.28, 6.29).

#### <u>Τομή KLT-7</u>

Στην τομή αυτή απουσιάζουν τα framboids (Σχήμα 6.30), εμφανίζονται όμως συγκεντρικές μορφές πλησίον των σύνδρομων ορυκτών. Ο σιδηροπυρίτης εντοπίζεται διάσπαρτος σε όλη την τομή και μέσα στα σύνδρομα ορυκτά. Το σχήμα των κόκκων του σιδηροπυρίτη είναι από τετραγωνικό έως εξαεδρικό και το μέσο μήκος των κόκκων του είναι από 4μm έως 22 μm.

### <u>Τομή KLT-7.1</u>

Η μεταλλοφορία σε σιδηροπυρίτη εδώ είναι σημαντική ο οποίος εντοπίζεται σε συσσωματώματα και σε διάσπαρτη μορφή. Οι κόκκοι του έχουν μέσο μέγεθος μεταξύ 2 μm και 39 μm και σχήμα από ακανόνιστο έως και εξαγωνικό. Τέλος, στην τομή αναπτύσσεται σημαντικός αριθμός framboidal σχηματισμών (Σχήμα 6.31).

### <u>Τομή KLT-7.2</u>

Στη τομή αυτή ο σιδηροπυρίτης εντοπίζεται σε μικροκρυσταλλική μορφή και με μεγέθη κόκκων από 4 μm έως 52 μm. Παρατηρούνται επίσης λίγοι μικροσκοπικοί τετράγωνοι κόκκοι, ενώ δεν παρατηρούνται framboids.



Σχήμα 6.24. Συγκεντρική ανάπτυξη σιδηροπυρίτη γύρω από σύνδρομα ορυκτά.



Σχήμα 6.25. Ανάπτυξη του σιδηροπυρίτη σε στρώσεις.



**Σχήμα 6.26.** Framboids σιδηροπυρίτη, δείγμα του υποθαλάσσιου ρηχού περιβάλλοντος σχηματισμού.



Σχήμα 6.27. Σιδηροπυρίτης με χαρακτηριστική framboidal μορφή.



**Σχήμα 6.28.** Framboids σιδηροπυρίτη. Χαρακτηριστικά του υποθαλάσσιου περιβάλλοντος στο οποίο πραγματοποιήθηκε η δημιουργία του ορυκτού.



**Σχ. 6.29.** Στα αριστερά της τομής, μικροκρύσταλλοι, συσσωματώματα, συγκεντρικές μορφές και framboidal σιδηροπυρίτη. Στα δεξιά, διάσπαρτοι κόκκοι σιδηροπυρίτη στο πέτρωμα.



Σχήμα 6.30. Διάσπαρτοι κόκκοι σιδηροπυρίτη αλλοτριόμορφου έως και ιδιόμορφου σχήματος.



**Σχήμα 6.31.** Μικρορωγμή στο πέτρωμα που συμπληρώνεται με συσσωματώματα και framboids σιδηροπυρίτη.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΠΕΡΙΘΛΑΣΙΜΕΤΡΙΑ

Συνολικά μελετήθηκαν πέντε δείγματα με ακτινογραφική μελέτη. Από τα πέντε αυτά δείγματα τα δύο ήταν εμπλουτισμένα με ορυκτά της εξαλλοίωσης. Τα αποτελέσματα είναι σε καλή συμφωνία με τις μικροσκοπικές παρατηρήσεις και δίνουν τη γενικότερη εικόνα της ορυκτολογικής σύστασης των δειγμάτων. Τα ορυκτά που απαντώνται είναι κυρίως ο χαλαζίας, ο σερικίτης και από τα πλαγιόκλαστα επικρατεί ο ασβεστούχος αλβίτης. Πιο συγκεκριμένα, και σύμφωνα με την ερμηνεία των διαγραμμάτων του περιθλασίμετρου, στο δείγμα σκόνης KLT1A εντοπίστηκαν χαλαζίας, ασβεστούχος αλβίτης και σερικίτης. Στο δείγμα σκόνης KLT2 περιείχε χαλαζία, αλβίτη, σερικίτη και καολινίτης. Το δείγμα σκόνης KLT2 περιείχε χαλαζία, σιδηροπυρίτη και σερικίτη. Τέλος, στο δείγμα KLT8 εντοπίστηκαν χαλαζίας, αλβίτης, ασβεστίτης, σερικίτης και καολινίτης.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η επιθερμική μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη στη περιοχή Καλότυχου Ξάνθης, φιλοξενείται μέσα σε υδροθερμικά εξαλλοιωμένα ενδιάμεσα υποηφαιστειακά ηφαιστειακά πετρώματα. Τα ενδιάμεσα διεισδυτικά αυτά πετρώματα χαρακτηρίζονται πετρογραφικά ως ανδεσίτες - τραχείτες και υπόκεινται ανδεισιτικών - τραχειτικών συμπαγοποιημένων τόφφων μέσα στους οποίους επίσης απαντάται μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη. Ο διεισδυτικός χαρακτήρας των πετρωμάτων δείχνει ότι σχηματίστηκαν μετά τα μεταμορφωμένα πετρώματα (μάρμαρα και γνεύσιοι) της περιοχής. Όπως αναφέρθηκε η έναρξη της δράσης της ηφαιστειότητας στην λεκάνη Κοτάνης – Καλότυχου, προσδιορίστηκε από τους Innocenti et al. (1984) στα 33 m.y. Αυτό την χαρακτηρίζει μαζί με την αντίστοιχη ηφαιστειότητα της λεκάνης της Μαρώνειας ως την παλαιότερη Τριτογενή ηφαιστειότητα της δυτικής Θράκης.

Όπως είναι γνωστό κατά το Τριτογενές, επακόλουθα της κατάρρευσης του αλπικού ορογενούς, στη μάζα της Ροδόπης έλαβαν χώρα εφελκυστικά γεγονότα τα οποία δημιούργησαν αρκετές τεκτονικές λεκάνες μέσα στις οποίες παρατηρείται ηφαιστειακή δραστηριότητα. Η απόθεση των ηφαιστειοιζηματογενών πετρωμάτων έγινε μέσα σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον το οποίο χαρακτηρίζει το παλαιοπεριβάλλον των λεκανών αυτών. Όπως προκύπτει και από την μικροσκοπική μελέτη η ηφαιστειότητα είχε υποθαλάσσιο χαρακτήρα. Αυτό αποδεικνύεται από τον σιδηροπυρίτη που σχηματίζει framboidal μορφές αλλά και από τους χαλαζιακούς και ασβεστιτικούς κλαστικούς κόκκους που εντοπίστηκαν σε ορισμένες λεπτές τομές. Ακόμη, η κατά στρώματα ανάπτυξη των κόκκων σιδηροπυρίτη υποδεικνύει τον ιζηματογενή χαρακτήρα της απόθεσης.

Όσον αφορά τον framboidal σιδηροπυρίτη αξίζει να σημειωθεί ότι το όνομα του χαρακτηριστικού αυτού προέρχεται από την γαλλική ονομασία για το βατόμουρου (la framboise). Η framboidal δομή περιλαμβάνει σχεδόν σφαιρικά συσσωματώματα αποτελούμενα από διακριτά ισοκανονικά μικροκρυσταλλικά σώματα, μέσης διαμέτρου 0,5μm. Το μέσο μήκος των συσσωματωμάτων είναι μεταξύ 5 και 20μm. Τα framboids αρχικά είχαν θεωρηθεί απολιθωμένες αποικίες βακτηρίων ή μικροοργανισμών, αλλά μετά την επιτυχή σύνθεση της δομής σε εργαστηριακές συνθήκες (Ohfuji and Rickard 2005) και τον εντοπισμό τους σε περιοχές που δεν επιτρέπουν την ανάπτυξη βακτηρίων και μικροοργανισμών, η θεωρία αυτή ανατράπηκε. Ο σιδηροπυρίτης με framboidal μορφή εντοπίζεται σε παραθαλάσσια, θαλάσσια και λιμναία ιζήματα, αλλά και σε ιζήματα εκβολών ποταμών και ακτών. Επίσης, οι κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη δημιουργούνται συνήθως σε υποθαλάσσια, ρηχά νερά όπου υπάρχει αποβολή ρευστών εξαιτίας υποθαλάσσιας ηφαιστειότητας, και παρουσιάζεται μεγάλη ποικιλία στο σχήμα τους. Αυτό μπορεί να είναι από σφαιρικό, κυβικό μέχρι οκταεδρικό ή και εξαεδρικό. Καλά σχηματισμένα framboids παρατηρούνται μόνο σε αποθέσεις ανθρακικών υλικών με πολύ καλή στρώση (ανθρακικοί τόφφοι) (Prol-Ledesma et al. 2010). Οι ίδιοι ερευνητές τονίζουν ότι ο σιδηροπυρίτης σχηματίζεται εξαιτίας της μικροβιακής μείωσης του θείου σε ένα υδροθερμικό αναγωγικό περιβάλλον. Επίσης η ποικιλομορφία στο σιδηροπυρίτη οφείλεται στις συνεχώς μεταβαλόμενες φυσικο-χημικές συνθήκες του περιβάλλοντος σχηματισμού.

Οι συνέπειες της επίδρασης της εξαλλοίωσης στα πετρώματα της περιοχής είναι φανερές σε όλα τα δείγματα. Τα κύρια ορυκτολογικά χαρακτηριστικά εμφανίζονται ισχυρά επηρεασμένα από τα υδροθερμικά ρευστά που διαπέρασαν τα πετρώματα. Ο χαλαζίας παρατηρείται με μαγματική διάβρωση, οι άστριοι εξαλλοιώνονται σε σερικίτη και καολινίτη, ενώ ο βιοτίτης μετατρέπεται σε χλωρίτη και σιδηροπυρίτη. Η τοφφική δομή του πετρώματος, η χαλαρή σύνδεση δηλαδή των υλικών, τα μικροκοιλώματα και οι μικρορωγμές, συνέβαλαν στην όσο το δυνατόν μεγαλύτερη επίδραση των ρευστών στο πέτρωμα και την ευρύτατη εξαλλοίωσή του. Επίσης, υπάρχει σημαντική ανάπτυξη δευτερογενών ορυκτών όπως ο σερικίτης που εμφανίζεται να πληρώνει μικρορωγμές στο πέτρωμα. Τέλος, τα ποικίλα αποτελέσματα της επίδρασης των υδροθερμικών ρευστών στην ηφαιστειακή ύαλο που περιέχεται στα πετρώματα είναι ένα ακόμη παράδειγμα των έντονων φαινομένων εξαλλοίωσης που έλαβαν χώρα. Η ύαλος εμφανίζεται να σχηματίζει ταινίες λόγω ανατηκτικών φαινομένων αλλά και να υπόκειται σε μετατροπή σε ζεόλιθο.

Στα δείγματα που μελετήθηκαν εντοπίστηκε κυρίως η προπυλιτική ζώνη εξαλλοίωσης του υδροθερμικού συστήματος, αλλά και η σερικιτική και προχωρημένη αργιλική. Κύριο χαρακτηριστικό αυτής είναι η παρουσία σε ορισμένες τομές συσσωματωμάτων ασβεστίτη, χλωρίτη, αλβίτη και σιδηροπυρίτη αλλά και η μερική ή ολική μετατροπή των αστρίων σε ζεόλιθο, καθώς και της ηφαιστειακής υάλου. Το ορυκτό της ομάδας του ζεολίθου που εμφανίζεται πιθανότατα να είναι ο βαϊρακίτης. Επομένως, και σύμφωνα με τους Thompson and Thompson (2012), η εξαλλοίωση που παρατηρήθηκε ονομάζεται προπυλιτική – ζεολιθική και η μεταλλοφορία του σιδηροπυρίτη οφείλεται στη δράση ενός επιθερμικού – γεωθερμικού συστήματος χαμηλής θείωσης. Οι ορυκτολογικές μεταβολές από ζεολιθικά προϊόντα εξαλλοίωσης σε προπυλιτικά προϊόντα φανερώνουν το αυξανόμενο βάθος και την θερμοκρασία.

Με βάση τον παρακάτω πίνακα (Σχήμα 8.1) των Corbett and Leach (1998), όπου φαίνονται οι διάφορες παραγενέσεις των ορυκτών της εξαλλοίωσης που συναντώνται στα υδροθερμικά συστήματα σε σχέση με τη θερμοκρασία και το pH που αναπτύσσονται σε αυτά, το υπό μελέτη υδροθερμικό σύστημα χαρακτηρίζεται πιθανώς από θερμοκρασίες μεταξύ 200 και 250°C, καθώς και από ένα αναγωγικό και ουδέτερο-αλκαλικό περιβάλλον δράσης με τιμές pH από 7,5 και πάνω. Οι θερμοκρασίες αυτές βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τα όρια θερμοκρασιακής σταθερότητας των υδροθερμικών ορυκτών που απαντήθηκαν στο συγκεκριμένο επιθερμικό περιβάλλον και παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα (Σχήμα 8.2). Ο βιοτίτης σταθεροποιείται περίπου στους 220°C, ο χλωρίτης περίπου στους 210°C ενώ ο βαϊρακίτης στους 200°C. Αντίθετα, τα ορυκτά σιδηροπυρίτης και ασβεστίτης παρουσιάζονται σταθερά σε όλο το εύρος θερμοκρασιών μεταξύ 200 και 350°C στα επιθερμικά συστήματα. Τέλος, το pH του σχηματισμού των ορυκτών αυτών χαρακτηρίζεται από ουδέτερο έως ελαφρώς αλκαλικό για τα ορυκτά χλωρίτης και βιοτίτης (pH περίπου 7) και αλκαλικό για τον βαϊρακίτη και τον ασβεστίτη (pH > 8).



Σχήμα 8.1. Οι διάφορες παραγενέσεις των ορυκτών της εξαλλοίωσης που συναντώνται στα υδροθερμικά συστήματα σε σχέση με τη θερμοκρασία και το pH, σύμφωνα με τους Corbett and Leach (1998).



Σχήμα 8.2. Όρια θερμοκρασιακής σταθερότητας των υδροθερμικών ορυκτών που απαντούν στο επιθερμικό περιβάλλον (White and Hedenquist 1995).
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Συμπερασματικά από τα δεδομένα των παρατηρήσεων η επιθερμική μεταλλοφορία που εντοπίζεται στη περιοχή Καλότυχου Ξάνθης σχηματίστηκε από τη δράση ενός χαμηλής θείωσης υδροθερμικού συστήματος. Η μεταλλοφορία φιλοξενείται μέσα στα ανδεσιτικά – τραχειτικά πετρώματα της περιοχής αλλά και σε ανδεσιτικούς – τραχειτικούς τόφφους. Η απόθεση της μεταλλοφορίας πραγματοποιήθηκε σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον μέσω της δράσης ατμίδων και φουμαρόλων που μετέφεραν τα μεταλλοφόρα υδροθερμικά ρευστά στην επιφάνεια. Στη συνέχεια το μεταλλικό τους φορτίο μέσω της ιζηματογένεσης αποτέθηκε στα περιβάλλοντα τοφφικά υλικά σχηματίζοντας στρώματα μεταλλοφορίας σε μικροσκοπικό επίπεδο.

Όσον αφορά την προπυλιτική – ζεολιθική εξαλλοίωση που εντοπίζεται, σύμφωνα με τους Thompson and Thompson (2012), πρόκειται για ένα κοινό χαρακτηριστικό των επιθερμικών κοιτασμάτων χαμηλής θείωσης. Αυτή η ζώνη εξαλλοίωσης εντοπίζεται περιοχικά αρκετά εκτεταμένη γύρω από επιθερμικά ή γεωθερμικά συστήματα.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Arikas, K. & Voudouris, P. (1998). Hydrothermal alterations and mineralisations of magmatic rocks in the southeastern Rhodope Massif. Acta Vulcanologica 10: 353–365.
- Βαβελίδης Μ., (2004). Κοιτάσματα χρυσού και αρχαία μεταλλευτική δραστηριότητα στη μακεδονία και θράκη. Θεσσαλονικέων Πόλις, Αρ.14.
- Bitzios D., Constantinides D., Demades E., Demetriades A., Katirtzoglou C. and Zachos S. (1981). Mixed sulphide mineralization of the Greek Rhodope. In: the Greek-Soviet Scientific-Technological Cooperation in the Field of geology. 118 p.
- Bridges, P.S., Gordon, M.J., Michael, C. & Ampatzioglou, M. (1997). Gold mineralisation at Sappes, Northern Greece. Europe's Major Gold Deposits. Irish Association for Economic Geology: 95–107.

- Browne, P.R.L., (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. Annual Review Earth and Planetary Sciences 6, 229–250.
- Browne, P.R.L., and Ellis, A.J. (1970). The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: Minerology and related geochemistry. American Journal Science, 269, 97-131.
- Brun, J.P., and Sokoutis, D., (2007). Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece). Int. J. Earth. Sci. (Geol Rundsch) 96:1079–1099.
- 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.
- Constantinides, D., Katirtzoglou, K., Michael, K., Dimitriadis, A., Aggelopoulos, A., & Konstantinidou, E. (1983). Metallogenetic map of Evros region. I.G.M.E., Unpubl. Report. 136 p.
- Corbett, G. J., and Leach, T. M., (1998). Southwest Pacific rim gold-copper systems:structure, alteration, and mineralisation. Society of Economic Geologists Special Publication 6, 234 p.
- Craw, D. (2006). Pressure-oxidation autoclave as an analogue for acid-sulphate alteration in epithermal systems. Miner Deposita 41: 357-368. 1444
- Dewey, JF., Sengor, AMC., (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol Soc Am Bull 90:84–92.
- De Boorder, H., Spakman, W., White, S.H., Wortel M.J.R., (1998). Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. Earth and Planetary Science Letters 164 569–575.
- De Gennaro, M., Langella, A., Cappelletti, P., Colella, C. (1999). Hydrothermal conversion of trachytic glass to zeolite. 3. Monocationic model glasses. Clays and Clay Minerals, Vol. 47, No. 3, 348-357.

- Dinter, D.A., Royden, L., (1993). Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. Geology 21:45–48.
- Donaldson C. H. and Henderson, C. M. B. (1988). A new interpretation of round embayments in quartz crystals. Mineralogical Magazine, v. 52, p. 27–33.
- Eleftheriadis, G. (1989). Pyroxenes from the Kotani-Kalotycho and Dipotama-Kotyli Tertiary Volcanic, North of Xanthi, Central Rhodope (North Greece). Chemie der Erde, 49, 219-227.
- Eleftheriadis, G. (1995). Petrogenesis of the Oligocene volcanics from the Central Rodope massif (N. Greece). European Journal of Minerology, 7, 1169-1182.
- Eleftheriadis, G. (1990). Petrology and geochemistry of the Oligocene volcanic rocks from the Central Rhodope Massif (N.Greece). Geol Rhodopica 2: 180–196.
- Ελευθεριάδης Γ. και Σολδάτος Τ. (2005). Η πετρολογική σημασία των μαρμαρυγιών και των αμφιβόλων από τα τριτογενή ηφασιστειακά πετρώματα της ελληνικής καντρικής Ροδόπης, Β-ΒΔ της Ξάνθης. 2° Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας. Θεσσαλονίκη Οκτώμβριος 2005. Σελ. 65-74.
- Foose, Fm. and Manheim, F. (1975). Geology of Bulgaria: a Review. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 59, 303–335.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L., (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. Jour. Geol. Soc. London sp. Publ. 17, 687-699.
- Gialoglou, G., Drymonitis, D., (1982). Northeastern Greece: mining activities, mineral exploration and future developments.
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W., (1985). The importance of CO2 on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition: Economic Geology, v. 80, p. 1379-1406.

Hedenquist J. W, Arribas A. R, Gonzalez-Urien E (2000). Exploration for epithermal gold deposits. Rev Econ Geol 13:245–277

Hedenquist, J. W., & Reid, F. W. (1986). Epithermal gold. 1-127.

- Hedenquist, J. W., Izawa, E., Arribas, A., White, N.C. (1996). Epithermal gold deposits: Styles, chatracteristics and exploration. Resource Geology Special Publication Number 1, Tokyo.
- Hollister, L. S. and Crawford, M.L. (1981). (Eds) Short courses in fluid inclusions: Applications to Petrology. Miner. Assoc. of Canada, 304p.
- 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 Northern Greece. Bull. Volcanol., Vol. 47 – 1.
- Kesler, S. E., Wilkinson, B. H. (2009). Resources of Gold in Phanerozoic Epithermal Deposits. Society of Economic Geologists.
- Kilias, A., Mountrakis, D., (1990). Kinematics of the crystallinesequences in the western Rhodope Massif. Geologica Rhodopica 2:100–116.
- Knigth, J.E. (1977). A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite, and tennantite deposits. Econ. Geol., 71, 1321-1336.
- Krohe, A. and Mposkos, E., (2002). Multiple generations of extrusional detachments in the Rhodope mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. Geol. Soc. London. Sp. Publ., 204, 151-178.
- Liati, A., and Seidel, E., (1996). Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, nrthern Greece. Contribution to Mineralogy and Petrology, 123, 293-307.
- Lindgren, W., (1933). Mineral deposits, 4th ed.: New York, McGraw-Hill, 930 p.
- Lipman, P.W., Fisher, F.S., Mehnert, H.H., Naeser, C.W., Luedke, R.G., and Steven, T.A., (1976). Multiple ages of mid-Tertiary mineralization and alteration in

the western San Juan mountains, Colorado: Economic Geology, v. 71, p. 571–588.

- Μέλφος Β. (1995). Έρευνα των βασικών και ευγενών μετάλλων στην Περιροδοπική ζώνη της Θράκης. Διαδακτορική διατριβή. Θεσσαλονίκη.
- Melfos, V., Vavelidis, M., Christofides, G. & Seidel E. (2002). Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit, Thrace, Greece. Mineral. Deposita 37: 648–668.
- Melfos V, Vavelidis M, Bogdanov K (2003). Occurrence, mineralogy and chemical composition of primary gold from Tertiary ore mineralisations in the Rhodope massif (Greece-Bulgaria). In: Eliopoulos DG et al (eds) Mineral exploration and sustainable development. Millpress, Rotterdam, pp 1201–1204.
- 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. Geo1. Soc. Greece, Special Public. 4, 778–782.
- Μιχαήλ, Κ., Παπαδόπουλος, Π., Μάραντος, Ι., Ευαγγέλου, Ε., (1988). Επιθερμικές μεταλλοφορίες χρυσού στην περιοχή του Κώνου, Αν. Ροδόπης. Εσωτερική έκθεση ΙΓΜΕ.
- Μιχαήλ, Κ., (1993). Γεωλογία και Γεωχημεία του επιθερμικού κοιτάσματος χρυσού, περιοχής Κώνου. Εσωτερική έκθεση ΙΓΜΕ.
- Μιχαήλ Κ. και Δημήτρουλα Μ. (2004). Υδροθερμικές εξαλλοιώσεις και μεταλλοφορίες των επιθερμικών συστημάτων της περιοχής Πετρωτών (Δ. Θράκη, Ελλάς). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004. Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος.
- Μουντράκης Δ. (2010). Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδος. Θεσσαλονίκη. University Studio Press.

- Mposkos, E. and Liati, A., (1993). Metamorphic evolution of metapelites in the highpressure terrane of the Rhodope zone. Northern Greece. Canadian Minerologist, 31, 401-424.
- Mposkos, E. and Krohe, A., (2000). Petrological and structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks from the Greek Rhodope: a new ultra high-pressure metamorphic province established. Earth and Planetary Science Letters, 192, 497-506.
- Mposkos, E., (2002). Petrology of ultra-high pressure metamorphic Kimi complex in Rhodope: A new insight into the Alpine geodynamic evolution of the Rhodope. Bull. Geol. Soc. Greece, 34, 2169-2188.
- Neubauer, F., (2002). Contrasting Late Cretaceous with Neogene ore provinces in the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride collision belt. Geol. Soc. Of London.
- Ohfuji. H. and D. Rickard (2005). Experimental synthesis of framboids a review. Earth-Science Reviews, 71:147-170 (Availability: ScienceDirect Database).
- Pe-Piper, G., Unique features of Greek Cenozoic igneous rocks: tectonics and magma sources. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology Thessaloniki, Greece, April 2004.
- 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.
- Prol-Ledesma, R., M., Canet, C., Villanueva-Estrada, R., E., Ortega-Osario, (2010).
  A. Morphology of pyrite in particulate matter from shallow submarine hydrothermal vents. American Mineralogist, Volume 95, pages 1500–1507.
- Ransome, F.L., (1907). The association of alunite with gold in the Goldfield district, Nevada: Economic Geology, v. 2, p. 667-692.
- Richards, J.P. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. Ore Geology Reviews, 40, 1-26.

- Robinson, B.W. and Christie, A.B. (1980). Epithermal silver-gold mineralization, Maratoto Mine, New Zealand: Stable isotopes and fluid inclusions. Proc. Fifth IAGOD Symp., 719-730.
- Roedder, E. (1984). Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, vol. 12, Mineralogical Society of America, 646p.
- Seki, Y., (1973). Metamorphic facies of propylitic alteration. Journal of the Geological Society of Japan, vol. 79, no. 12, p. 771-780.
- Shawh, A.J., Constantinides, D.C. (2001). The Sappes gold project. Bulletin, Geological Society of Greece, 34, 1073-1080.
- Shepherd, T., Rankin, A. and Alderton, D. (1985). A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son, Glasgow, 239p.
- Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A., (2005). Characteristics of epithermal precious and base metal deposits. Econ. Geol. 100<sup>th</sup> Anniv. Vol, pp. 485-522.
- Sillitoe, R.H., (1977). Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: Geological Society [London] Special Publication 7, p. 99–116.
- Sillitoe, R.H., Baker, E.M and Brook, W.A., (1984). Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea. Econ. Geol., 79, 638-655.
- Skarpelis, N. (1999). The Agios Filippos ore deposits, Kirki . A base metal part of a high sulphidation epithermal system. Bull. Geol. Soc. Greece 33, 51–60.
- Skarpelis, N., Voudouris, P. & Arikas K. (1999). Exploration for epithermal gold in SW Thrace, Greece: New target areas. In: Stanley et al (eds.) Mineral deposits: Processes to Processing. Rotterdam: Balkeema 589–592.
- Schwartz, G.M., (2006). Alteration of biotite under mesothermal conditions. Economic Geology, March 1958, v. 53, p. 164-17.
- Thompson, A.J.B. and Thompson, J.F.H. Atlas of Alteration (Re-released 2012). A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals.

- Voudouris P (1997). Epithermal and porphyry type mineralizations in Kassiteres area,
   Thrace (Greece). In: Papunen H. (ed.), Mineral deposits: Research and
   Exploration -where do they meet? Proceedings 4<sup>th</sup> SGA Meeting
   Turku/Finland, Balkema, Rotterdam, pp683-686.
- Voudouris P. (1993). Mineralogical, geochemical and fluid inclusions studies on epithermal vein type gold-silver mineralizations at Kassiteres/Sapes (NE Greece). Unpubl. PhD Thesis, Univ. of Hamburg, 218p (in German).
- Voudouris P, Melfos V, Vavelidis M, Arikas K (2003). Genetic relation between the Tertiary porphyry Cu-Mo and the epithermal Au-Ag deposits in the Rhodope metallogenic province, Thrace region, Northern Greece. In: Eliopoulos et al. (eds) Mineral exploration and sustainable development. Millpress, Rotterdam pp 541-544.
- Voudouris P, Papavassiliou C, Melfos V (2005). Silver mineralogy of St Philippos deposit (northeastern Greece) and its relationship to a Te-bearing porphyry-Cu-Mo mineralization. In: N. Cook and I. Bonev (eds), Au-Ag-Te-Se deposits, Geochemistry, Mineralogy and Petrology, 43, Sofia, 155-160.
- Voudouris P, Tarkian M, Arikas K (2006). Mineralogy of telluride-bearing epithermal ores in Kassiteres-Sappes area, western Thrace, Creece. Mineralogy and Petrology, 87: 31-52.
- Voudouris P (2011). Conditions of formation of the Mavrokoryfi highsulfidation epithermal Cu-Ag-Au-Te mineralization (Petrota Graben, NE Greece). Mineral Petrol 101:97–113.
- Voudouris, P., Melfos, V., Spry, P.G., Moritz, R., Papavassiliou, C., Falalakis, G., (2011). Mineralogy and geochemical environment of formation of the Perama Hill high-sulfidation epithermal Au-Ag-Te-Se deposit, Petrota Graben, NE Greece.Minerology and Petrology.

- White, N.C. and Hedenquist, J.W., (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration: Journal of Geochemical Exploration, v.36, p. 445-474.
- White, N.C., and Hedenquist J.W., (1995). Epithermal gold deposits: Styles, Characteristics, and exploration. SEG Newsletter, No. 23, pp. 1, 9-13.
- Wilkin, R. T. and H.L. Barnes (1997). Formation processes of framboidal pyrite.Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(2): 323-339 (Availability: ScienceDirect Database).

## ПАРАРТНМА

Εδώ θα παρουσιαστούν ορισμένες ακόμη φωτογραφίες από μακροσκοπικά δείγματα που συλλέχθησαν στην περιοχή Καλοτύχου αλλά δεν συμπεριλήφθησαν στην μικροσκοπική μελέτη.



**Σχήμα 1.** Δείγμα KLT-9. Εξαλλοιωμένο τμήμα πετρώματος. Το πράσινο χρώμα που παρατηρείται πιθανότατα να οφείλεται σε επικαλύψεις θείου.



**Σχήμα 2.** Δείγμα KLT-10. Πορφυριτικό εξαλλοιωμένο πέτρωμα. Η εξαλλοίωση έχει προκαλέσει την καολινίωση των αστρίων.



**Σχήμα 3.** Δείγμα KLT-12. Πέτρωμα με πορφυρτικό ιστό όπου παρατηρούνται εξαλλοιωμένα φυλλάρια βιοτίτη.



Σχήμα 4. Δείγμα KLT-12. Φυλλάρια εξαλλοιωμένου βιοτίτη.



Σχήμα 5. Δείγμα KLT-13. Καολινιτιωμένο τμήμα πετρώματος.



**Σχήμα 6.** Δείγμα KLT-13. Θείο σε κρυσταλλική μορφή. Φανερώνει το υψηλό εμπλουτισμό των υδροθερμικών ρευστών σε διοξείδιο του θείου.



**Σχήμα 7.** Δείγμα KLT-13. Πορφυτικό πέτρωμα που διατρέχεται από μικρορωγμές οι οποίες πληρώνονται με ορυκτά της εξαλλοίωσης και μικροκρυσταλλικό σιδηροπυρίτη.



**Σχήμα 8.** Δείγμα KLT-14. Πορφυριτικό πέτρωμα. Διακρίνονται φαινοκρύσταλλοι αστρίων και μικρότεροι κρύσταλλοι κάποιου φεμικού ορυκτού, πιθανότατα κεροστίλβης.