



ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ Δ. ΒΑΡΕΛΑ

ΦΟΙΤΗΤΡΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

AEM: 4871

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΒΑΣΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΩΝ ΤΥΠΟΥ ΚΥΠΡΟΥ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΓΑΛΑΤΙΣΤΑΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ ΚΑΘΗΓΗΤΕΣ

ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ ΜΕΛΦΟΣ

ΛΑΜΠΡΙΝΗ ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2018



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕ ΔΤΟΣ"	20
6.10.6 Χρυσός 7. Συζήτηση επί των παρατηρήσεων	
7.1 Μακροσκοπικές παρατηρήσεις	
7.2 Μικροσκοπικές παρατηρήσεις	
7.3 Γένεση μεταλλοφορίας	31
Βιβλιογραφία	





Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματεύεται τη μελέτη μιας μεταλλοφόρας εμφάνισης στην περιοχή της Γαλάτιστας Χαλκιδικής. Η περιοχή που μελετάται ανήκει γεωτεκτονικά στην Περιροδοπική Ζώνη και πιο συγκεκριμένα στην ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη. Η ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη αποτελείται από μια κλαστική μεταϊζηματογενή σειρά, ασβεστόλιθους και ιζήματα βαθιάς θάλασσας εντός των οποίων παρεμβάλλονται οφειολιθικά σώματα.

Στην περιοχή της Γαλάτιστας εντοπίστηκε μεταλλοφορια Fe-Cu. Η μεταλλοφορία φιλοξενείται μέσα σε ασβεστοπυριτικά ιζήματα, τα οποία έχουν υποστεί μεταμόρφωση χαμηλού βαθμού. Τα μεταμορφωμένα ασβεστοπυριτικα ιζήματα παρουσιάζονται πτυχωμένα και εντόνως κερματισμένα.

Με βάση τα ιστολογικά χαρακτηριστικά διακρίνονται 2 τύποι μεταλλοφορίας: διάσπαρτη και διάσπαρτη σε χαλαζιακές φλέβες. Η ορυκτολογική της σύσταση αποτελείται από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, μαγνητοπυρίτη, σφαλερίτη, γαληνίτη, κοβελλίνη και χρυσό. Ο χρυσός εντοπίζεται στη διάσπαρτη μεταλλοφορία.

Ιστοί όπως οι σκιές πίεσης από το χαλαζία, οι οποίοι αναπτύσσονται γύρω από ιδιόμορφους κρυστάλλους σιδηροπυρίτη, τα σπασίματα στους κρυστάλλους σιδηροπυρίτη καθώς και η ανάπτυξη τριπλών σημείων επαφής με γωνία 120° αποτελούν ενδείξεις ότι η μεταλλοφορια έχει επηρεαστεί από παραμορφωτικά και μεταμορφικά γεγονότα.

5



Title: Mineralogical study of Fe-Cu type mineralization in the area of Galatista Chalkidiki

The present diploma thesis deals with the mineralization of the Galatista area in Chalkidiki. The studied area belongs geotectonically to the Circum-Rhodope Belt and more specifically to the Aspris Vrisis-Chortiatis unit. The Aspris Vrisis-Chortiatis unit consists of a clastic metasedimentary series, limestones and deep sea's sediments, in which ophiolite bodies are interposed.

In the area of Galatista, a Fe-Cu type mineralization occurs. The mineralization is hosted in calc-silicate sediments which have undergone a low grade face metamorphism. The metamorphosed calc-silicate sediments are folded and highly fragmented.

On the basis of the textural features two types of mineralization are recognized: disseminated and disseminated mineralization in quartz veins. The ore mineral assemblage consists of pyrite, chalcopyrite, pyrhotite, sphalerite, galena, covellite and gold. Gold grains are found in the disseminated mineralization.

Textural features such as cataclasis, triple points in quartz and pressure shadows of quartz, which grow around euhedral pyrite crystals, show that the mineralization has been subjected to a post-depositional deformation and metamorphism.



1. Εισαγωγή

Από τις απαρχές της, η ανθρωπότητα έδειχνε πάντα ένα ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τον ορυκτό πλούτο της γης. Το ενδιαφέρον αυτό αποτέλεσε και τον ακρογωνιαίο λίθο για την ανάπτυξη και εξέλιξη του κλάδου της Κοιτασματολογίας. Ο ορυκτός πλούτος, δηλαδή τα κοιτάσματα και τα μέταλλα που εξορύσσονται από αυτά, έχει υπάρξει αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών στη διάρκεια των αιώνων. Ιδιαίτερα οι μεταλλοφόρες εμφανίσεις στην ευρύτερη περιοχή της Χαλκιδικής έχουν βρεθεί στο επίκεντρο πολυάριθμων ερευνών καθώς η πλούσια μεταλλογένεση τόσο της Περιροδοπικής όσο και της Σερβομακεδονικής Ζώνης παρουσιάζει σημαντικό επιστημονικό και ερευνητικό ενδιαφέρον.

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας αποτελεί η μελέτη μιας μεταλλοφόρας εμφάνισης στην περιοχή της Γαλάτιστας Χαλκιδικής. Στην περιοχή της Γαλάτιστας εντοπίστηκε χρυσοφόρος μεταλλοφορια Fe-Cu μέσα σε χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα ασβεστοπυριτικά ιζήματα. Σκοπός της μελέτης αυτής αποτέλεσε ο προσδιορισμός της ορυκτολογικής σύστασης της μεταλλοφορίας, η σύνδεση της μεταλλοφορίας με τα περιβάλλοντα πετρώματα και η μεταξύ τους σχέση και ο προσεγγιστικός προσδιορισμός των συνθηκών γένεσης της μεταλλοφορίας. Προκειμένου να επιτευχθεί ο παραπάνω σκοπός δόθηκε έμφαση τόσο στην υπαίθρια παρατήρηση της μεταλλοφορίας όσο και στην εργαστηριακή έρευνα αυτής.

Στο σημείο αυτό θα επιθυμούσα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου προς όλους τους ανθρώπους που με βοήθησαν και συνέβαλαν με οποιοδήποτε τρόπο στην ολοκλήρωση αυτής της διπλωματικής εργασίας. Τις πιο θερμές και εγκάρδιες ευχαριστίες οφείλω στον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Βασίλειο Μέλφο, από τον οποίο προτάθηκε το θέμα της παρούσας διπλωματικής εργασίας, με στήριξε σε όλα στα στάδια παρέχοντας μου πολύτιμες συμβουλές και χρήσιμες υποδείξεις και μου έδειξε απεριόριστη εμπιστοσύνη και κατανόηση στη διάρκεια αυτής της προσπάθειας. Ευχαριστώ θερμά τον Καθηγητή κ. Κλεόπα Μιχαηλίδη, ο οποίες μου παρείχε τις λεπτές τομές που μελετηθήκαν στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο. Ιδιαιτέρως θα ήθελα να ευγαριστήσω την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια κ. Λαμπρινή Παπαδοπούλου για την πραγμάτωση των χημικών αναλύσεων των επιλεγμένων τομών στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM) Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω ειλικρινά τον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας για την παραχώρηση του εργαστηρίου Κοιτασματολογίας, στο οποίο πραγματοποίησα τη μελέτη των τομών μου. Τέλος, θα ήθελα να τονίσω ότι χρωστώ απεριόριστη ευγνωμοσύνη και ένα τεράστιο ευχαριστώ στην οικογένεια μου και τους φίλους μου που μου παρείχαν ηθική και ψυχολογική υποστήριξη όλο αυτό το διάστημα.



2.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΌΦΡΑΣΤ

Τμήμα Γεωλογίας

Σύμφωνα με τον Hannington et al. (2005) τα ηφαιστειοιζηματογενή κοιτάσματα, τα οποία είναι ευρέως γνωστά ως κοιτάσματα VMS ή VMHS (Volcanogenic Massive Sulphide deposits or Volcanic-Hosted Massive Sulphide deposits or Volcanic-Sedimentary-Hosted Massive Sulphide deposits) είναι κοιτάσματα σουλφιδίων, κυρίως χαλκού και ψευδαργύρου, τα οποία δημιουργούνται από υδροθερμική δράση συνδεδεμένη με ηφαιστειακή δραστηριότητα. Τα κοιτάσματα VMS σχηματίζονται σε υποθαλάσσια ηφαιστειακά ή ηφαίστειοιζηματογενή περιβάλλοντα από την κυκλοφορία των εμπλουτισμένων σε μέταλλα υδροθερμικών ρευστών τα οποία αποθέτουν τα σουλφίδια είτε εντός των ηφαιστειακών, είτε εντός των ιζηματογενών πετρωμάτων. Αποτελούν σημαντική πηγή Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga και Ge ενώ περιέχουν και σημαντικές ποσότητες As, Sb και Hg. Ο παραπάνω συγγραφέας αναφέρει επιπλέον ότι τα κοιτάσματα αυτά εμφανίζονται ως μεγάλα φακοειδή σώματα με κύριο ορυκτό το σιδηροπυρίτη, τα οποία βρίσκονται σε συμφωνία με τα περιβάλλοντα πετρώματα. Ο Hutchinson (1973) αναφέρει ότι η ορυκτολογική σύσταση των κοιτασμάτων αυτών αποτελείται από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, σφαλερίτη, γαληνίτη, άργυρο και χρυσό ενώ ο Anderson (1969) συμπληρώνει αναφέροντας και την ύπαρξη τενναντίτη, τετραεδρίτη, μαγνητίτη και βορνίτη. Σύνδρομα ορυκτά είναι κατά κύριο λόγο ο χαλαζίας, ο ασβεστίτης και ο δολομίτης, παρατηρείται συχνά η παρουσία γλωρίτη και σερικίτη ενώ σε σπάνιες περιπτώσεις διακρίνεται και η ύπαρξη βαρύτη (Anderson 1969, Hannington et al. 2005).

2.2 Κατηγορίες κοιτασμάτων VMS

Τα κοιτάσματα VMS μπορούν να ταξινομηθούν και να κατηγοριοποιηθούν ανάλογα με: i) το περιεχόμενο τους σε βασικά μέταλλα, ii) τα περιβάλλοντα πετρώματα και iii) το γεωτεκτονικό περιβάλλον (Franklin et al. 1981, Franklin et al. 2005, Hannington et al. 2005, Herzig and Hannington 1995, Hutchinson 1973).

Ανάλογα με το περιεχόμενο τους σε βασικά μεταλλα διακρίνονται 3 τύποι κοιτασμάτων: α) Τύπος Zn-Cu, β) Τύπος Pb-Zn-Cu-Ag και γ) Τύπος Cu-Σιδηροπυρίτη (Franklin et al. 1981, Franklin et al. 2005, Hutchinson 1973).

α) <u>Τύπος Zn-Cu</u>

Τα κοιτάσματα αυτά περιέχουν στη σύσταση τους μεγάλες ποσότητες Zn και Cu. Επιπλέον, περιέχουν σχεδόν πάντα Au και Ag και κάποιες φορές και Pb. Η ορυκτολογική τους σύσταση αποτελείται κατά κύριο λόγο από χαλκοπυρίτη και σφαλερίτη ενώ συμμετέχουν σε μικρότερο ποσοστό σιδηροπυρίτης, μαγνητοπυρίτης και μαγνητίτης. Τα πετρώματα στα οποία φιλοξενούνται τα κοιτάσματα αυτά είναι ηφαιστειακά πετρώματα βασαλτικής έως ρυολιθικής σύστασης ασβεσταλκαλικού, θολεϊτικού ή ενδιάμεσου χαρακτήρα (Franklin et al. 1981, Hannington et al. 2005). Χαρακτηριστικότερο παράδειγμα των κοιτασμάτων αυτού του τύπου αποτελούν τα Αρχαϊκής ηλικίας κοιτάσματα τύπου Noranda στο Κεμπέκ του Καναδά (Hutchinson 1973).

β) <u>Τύπος Pb-Zn-Cu-Ag</u>

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα κοιτάσματα αυτού του τύπου χαρακτηρίζονται πλούσια σε Pb και Zn, περιέχουν σημαντικές ποσότητες σε Ag και οι ποσότητες του Cu κρίνονται αμελητέες. Τα πετρώματα που φιλοξενούν τα κοιτάσματα αυτά είναι ηφαιστειακά πετρώματα ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα (Hannington et al. 2005, Herzig and Hannington 1995). Χαρακτηριστικό παράδειγμα των κοιτασμάτων αυτών αποτελούν τα κοιτάσματα Kuroko της Ιαπωνίας. Τα κοιτάσματα τύπου Kuroko είναι πολυμεταλλικά κοιτάσματα σουλφιδίων τα οποία είναι συνδεδεμένα με τη Μειοκαινική όξινη ηφαιστειακή δραστηριότητα της Ιαπωνίας, περιέχουν μεγάλες ποσότητες σε Au και Ag ενώ το μετάλλευμα και οι συνοδοί πετρογραφικοί τύποι ακολουθούν κατακόρυφη στρωμάτωση (Hannington et al. 2005, Large 1992, Matsukuma and Horikoshi 1970).

γ) Τύπος Cu-Σιδηροπυρίτη

Τα κοιτάσματα αυτά περιέχουν σημαντικές ποσότητες Cu, ελάχιστο Pb και οι ποσότητες του Au επικρατούν σε σχέση με αυτές του Ag. Σχηματίζονται σε περιβάλλον έκτασης, κατά μήκος των κέντρων επεκτάσεως των ωκεανών ενώ τα πετρώματα που φιλοξενούν αυτά τα κοιτάσματα είναι πυριγενή πετρώματα βασικής έως υπερβασικής σύστασης και αποτελούν τμήμα μιας οφιολιθικής ακολουθίας. Στην ορυκτολογική σύσταση των κοιτασμάτων αυτού του τύπου συμμετέχουν: σιδηροπυρίτης, χαλκοπυρίτης, σφαλερίτης, μαγνητοπυρίτης, μαρκασίτης και χρυσός και σε μικρότερες ποσότητες κοβελλίνης, νεοδιγενίτης, βορνίτης, χαλκοσίνης και γαληνίτης (Herzig and Hannington 1995, Franklin et al. 2005).

Ανάλογα με τα περιβάλλοντα πετρώματα διακρίνονται 3 τύποι κοιτασμάτων: α) Κοιτάσματα που φιλοξενούνται σε όξινης σύστασης ηφαιστειακά πετρώματα και είναι εκείνα που αποτελούν την πλειονότητα των κοιτασμάτων ανά τον κόσμο (Kuroko type), β) Κοιτάσματα που φιλοξενούνται σε βασικής σύστασης ηφαιστειακά πετρώματα (Cyprus type) και είναι η δεύτερη συνηθέστερη κατηγορία και γ) Κοιτάσματα που φιλοξενούνται σε βασικής σύστασης ηφαιστειακά πετρώματα και κλαστικά ιζηματογενή (Besshi type) (Franklin et al. 2005).

Ανάλογα με το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού διακρίνονται 3 τύποι κοιτασμάτων (Σχ, 2.2.1 και 2.2.2): α) Κοιτάσματα που δημιουργούνται κατά μήκος των κέντρων επεκτάσεως των ωκεανών (Cyprus type), β) Κοιτάσματα που δημιουργούνται σε ενδοωκεάνιες οπισθοτόξιες λεκάνες και στις τάφρους εμπρόσθια του τόξου (Besshi type) και γ) Κοιτάσματα που δημιουργούνται στο ηφαιστειακό τόξο (Kuroko type) (Herzig and Hannington 1995).



Σχ. 2.2.1: Σχηματική απεικόνιση των κοιτασμάτων VMS που σχηματίζονται σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου και οπισθοτόξιας λεκάνης (Lydon 2007)



Σχ. 2.2.2: Σχηματική απεικόνιση των κοιτασμάτων VMS που σχηματίζονται σε περιβάλλον νησιωτικού τύπου ηφαιστειακού τόξου και μεσοωκεάνιες ράχες (Lydon 2007)

2.3 Σχηματισμός των κοιτασμάτων VMS

Τα κοιτάσματα VMS και οι συνθήκες σχηματισμού τους έχουν απασχολήσει την επιστημονική κοινότητα για μεγάλο χρονικό διάστημα. Σύμφωνα με τους Anderson (1969), Franklin et al. (1981), Hannington et al. (2005), Herzig and Hannington (1995) κομβικό ρόλο στο σχηματισμό αυτών των κοιτασμάτων κατέχουν τα κυκλοφορούντα θερμά ρευστά και η δράση των υδροθερμικών διαλυμάτων. Το θαλασσινό, το μαγματικό καθώς και το μετεωρικό νερό δημιουργούν ένα σύστημα που εισχωρεί σε μεγάλα βάθη και θερμαίνεται σε υψηλές θερμοκρασίες. Εξαιτίας των ρηγμάτων και των διακλάσεων το νερό βρίσκει διόδους προς τα κάτω, θερμαίνεται και στη συνέχεια ανεβαίνει ξανά δημιουργώντας έτσι ένα υδροθερμικό σύστημα που κυκλοφορεί (Σχ. 2.3.1). Η κυκλοφορία αυτή μειώνει την οξειδωτική κατάσταση του νερού, αυξάνει τη θερμοκρασία του και οδηγεί τελικώς στη δημιουργία των υδροθερμικών διαλυμάτων. Τα υδροθερμικά διαλύματα ξεπλένουν τα μεταλλικά στοιχεία από τα ηφαιστειακά πετρώματα με αποτέλεσμα το σχηματισμό των μεταλλοφόρων ρευστών. Στη συνέχεια, τα μεταλλοφόρα ρευστά ανεβαίνουν προς τα πάνω και αποβάλλουν υπό μορφή σουλφιδίων κάτω από κατάλληλες συνθήκες τα μεταλλικά τους στοιχεία.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 2.3.1: Σχηματική αναπαράσταση σχηματισμού των κοιτασμάτων VMS (Hedenquist & Lowenstern 1994)

2.4 Κοιτάσματα VMS Μεσοζωικής ηλικίας στην Ελλάδα

Στον ελληνικό χώρο έχουν εντοπιστεί μεταλλοφόρες εμφανίσεις που συνδέονται με υποθαλάσσια ηφαιστειότητα κυρίως στις περιοχές της Ανατολικής Μακεδονίας και της Θράκης, οι οποίες όμως δεν παρουσιάζουν κανένα οικονομικό ενδιαφέρον. Οι Ashworth et al. (1988) και Nesbitt et al. (1988) αναφέρουν ότι οι μεταλλοφορίες σουλφιδίων βασικών μετάλλων στο Μικρό Δέρειο και στο Έλβα είναι Μεσοζωικής ηλικίας. Στην περιοχή της Ξυλαγανής εντοπίζεται χρυσοφόρος στρωματέγκλειστη μεταλλοφορία Fe-Cu εντός των βασικών ηφαιστειακών πετρωμάτων και εχει Μεσοζωική ηλικία (Μέλφος 1995). Κοιτάσματα σουλφιδίων Μεσοζωικής ηλικίας εντοπίζονται και στην Ερμιόνη Αργολίδας, στους Αγίους Θεοδώρους Φθιώτιδας καθώς και στην περιοχή της Λακωνίας. Στην Ερμιόνη Αργολίδας εντός των βασικών ηφαιστειακών πετρωμάτων εντοπίζονται μεταλλοφορίες Cu-Σιδηροπυρίτη (Cyprus type) ενώ στην περιοχή της Λακωνίας, στη νοτιοανατολική Πελοπόννησο απαντώνται μεταλλοφορίες τύπου Pb-Zn-Cu μέσα στα ηφαιστειακά πετρώματα των Στρωμάτων Τυρού (Varnavas and Panagos 1989, Σκαρπέλης 1982).

3. Γεωλογία της περιοχής της Γαλάτιστας Χαλκιδικής

3.1 Περιροδοπική Ζώνη

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η Περιροδοπική ζώνη στην Ελλάδα (Σχ. 3.1.1) ξεκινά από τα βόρεια σύνορα της χώρας περίπου στο ύψος της λίμνης Δοϊράνης και εκτείνεται μέχρι τη χερσόνησο της Σιθωνίας στα νοτιοανατολικά, όπου και κάμπτεται κατευθυνόμενη προς τα βορειοανατολικά. Στη ζώνη αυτή περιλαμβάνονται σχηματισμοί του νοτιότερου άκρου της χερσονήσου του Άθω, της νήσου Σαμοθράκης και της Θράκης. Σύμφωνα με τους Boyanov et al. (1963), η Περιροδοπική Ζώνη συνεχίζεται και προς Βορρά, στη νοτιοανατολική Βουλγαρία, με το σχηματισμό διαβασών-φυλλιτών και την ενότητα Strandza.

Η Περιροδοπική ζώνη καθιερώθηκε από τους Kauffmann et al. (1976) ως η πιο εσωτερικη ζώνη των Ελληνίδων στη γεωτεκτονική διαίρεση της Ελλάδας με το όνομα Circum-Rhodope Belt. Σύμφωνα με τους, Boyanov et al. (1963), Kockel et al. (1971), Kauffmann et al. (1976), Meinhold (2013), Kydonakis et al. (2015), στην Περιροδοπική ζώνη περιλαμβάνονται Ανω-Παλαιοζωικοί και Μεσοζωικοί σχηματισμοί οι οποίοι εντοπίζονται στα περιθώρια της μάζας της Ροδόπης. Η επαφή της Περιροδοπικής ζώνης με τη Σερβομακεδονική Ζώνη και τη Μάζα Ροδόπης θεωρείται τεκτονική (Kockel et al. 1971).

Στην περιοχή της Χαλκιδικής η Περιροδοπική Ζώνη χωρίζεται σε 3 ενότητες: α) Στην ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά, β) Στην ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα και γ) Στην ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη (Kockel et al. 1971)

α) Η Ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά περιλαμβάνει από τη βαση της προς την κορυφή, το «Σχηματισμό Εξαμιλίου», ένα σχηματισμό μετακλαστικών ιζημάτων ηλικίας Περμίου, την Περμο-Τριαδική ηφαιστειοιζηματογενή σειρά η οποία αποτελείται από εναλλαγές όξινων ηφαιστειακών και ιζηματογενών υλικών και την ανθρακική νηριτικη σειρά με τους αποκρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους ηλικίας Μ.Τριαδικο-Μ.Ιουρασικό.

β) Η Ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα έχει τη μεγαλύτερη έκταση και από τις τρεις ενότητες και αποτελείται από 2 μεγάλους σχηματισμούς. Ο κατώτερος σχηματισμός περιλαμβάνει μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους ηλικίας Μ.-Α. Τριαδικού και ο ανώτερος περιλαμβάνει το «φλύσχη της Σβούλας», ένα φλύσχη ηλικίας Κ.-Μ. Ιουρασικού, ο οποίος αποτελεί το σημαντικότερο σχηματισμό της Περιροδοπικής Ζώνης. γ) Η Ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη περιλαμβάνει μετακλαστικά και νηριτικά ανθρακικά ιζήματα Περμο-Τριαδικής ηλικίας στα κατώτερα τμήματα ενώ το ανώτερο τμήμα της αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας (κερατόλιθοι, γραφιτικοι φυλλιτες, κόκκινοι αργιλικοί σχιστόλιθοι) μέσα στα οποία παρεμβάλλονται οφειολιθικά σώματα (Meinhold et al 2009,2013). Επιπλέον, μέσα στα ιζήματα της ανώτερης σειράς παρεμβάλλονται και μεταμορφωμένα πετρώματα όξινης μαγματικής προέλευσης που ονομάζονται «Μαγματική Σειρά Χορτιάτη» και εναλλάσσονται με μεταιζηματα, φυλλίτες, μάρμαρα, σιπολίνες χλωριτικούς και σερικιτικούς σχιστόλιθους (Σχ. 3.1.2 και 3.1.3).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 3.1.1: Τεκτονικός χάρτης της Ελλάδας όπου διακρίνονται οι κυριότερες γεωτεκτονικές ζώνες (Meinhold et al. 2008)



Σχ. 3.1.2: Χάρτης της Περιροδοπικής ζώνης με τις τρεις ενότητες και τις σημαντικότερες οφιολιθικες εμφανίσεις (Mountrakis et al. 2007).



Σχ. 3.1.3: Λιθοστρωματογραφικές στήλες από τις τρεις ενότητες της Περιροδοπικής (Μουντράκης 1985)

3.2 Μεταμόρφωση και Τεκτονική της Περιροδοπικής Ζώνης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τον Μουντράκης (1985), όλοι οι πετρογραφικοί τύποι των τριών ενοτήτων της Περιροδοπικής Ζώνης έχουν υποστεί μεταμόρφωση. Κατά κύριο λόγο, η μεταμόρφωση που έλαβε χώρα είναι χαμηλού βαθμού πρασινοσχιστολιθικής φάσης αλλά σε κάποιες περιοχές η ένταση της μεταμόρφωσης αυξάνεται και παρατηρούνται διαφορές μεταξύ των πετρωμάτων. Η πρασινοσχιστολιθική αυτή μεταμόρφωση έχει ηλικία Α. Ιουρασικό-Κ.Κρητιδικό και συμπίπτει με την πρώιμη ορογενετική φάση και την καταστροφή του ωκεανού της ζώνης Αξιού.

Μέσα στην Περμο-Τριαδική ηφαιστειοιζηματογενή σειρά της Ενότητας Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη, εντοπίστηκαν υπολειμματικά παραγενέσεις που αντιπροσωπεύουν συνθήκες HP/LT (γλαυκοφανιτική μεταμόρφωση/υψηλή πίεσηχαμηλή θερμοκρασία). Η μεταμόρφωση αυτή έχει ηλικία Α. Ιουρασικό και πραγματοποιήθηκε πολύ πριν την πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση του Α.Ιουρασικού-Κ.Κρητιδικού (Michard et al. 1994).

Η τεκτονικη παραμόρφωση της Περιροδοπικής περιλαμβάνει δύο μεγάλες φάσεις πτύχωσης με διαφορετική ένταση η καθεμία. Η πρώτη φάση πτύχωσης έλαβε χώρα στο Α. Ιουρασικό-Κ.Κρητιδικό, ταυτόχρονα με την πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση και δημιούργησε υποισοκλινεις πτυχές και τη σχιστότητα των πετρωμάτων. Θεωρείται ως η κύρια παραμόρφωση των σχηματισμών της Περιροδοπικής. Η δεύτερη φάση πτύχωσης ήταν ηπιότερη της πρώτης και είχε θραυσιγενη χαρακτήρα Περιλαμβάνει ανοικτές πτυχές και πτυχές τύπου knick και έχει Τριτογενή ηλικία.

3.3 Γεωδυναμική τοποθέτηση της Περιροδοπικής Ζώνης

Έχουν πραγματοποιηθεί πολυάριθμές έρευνες για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος εντός του οποίου σχηματίστηκαν τα ηφαιστειακά πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης. Σύμφωνα με τους Kauffmann et al. (1976), Kougoulis et al. (1990) και Meinhold et al. (2008,2009,2013), τα όξινα ηφαιστειακά πετρώματα που περιλαμβάνονται στο «Σχηματισμό Εξαμιλίου» δείχνουν την παρουσία ενός ηφαιστειακού τόξου (volcanic arc) ενώ τα βασικά ηφαιστειακά πετρώματα υποδεικνύουν μια οπισθοτόξια λεκάνη (back-arc basin).

Πρέπει να σημειωθεί ότι, τα βασικά ηφαιστειακά πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης σχηματίστηκαν σε περιβάλλον έκτασης και λέπτυνσης φλοιού (Ασβεστά 1992). Επιπλέον, οι οφιολιθοι της ενότητας Άσπρης Βρύσης- Χορτιάτη, εικάζεται ότι προήλθαν από τον ωκεανό του Αξιού, εφόσον βρίσκονται επωθημένοι πάνω στα Τριαδικά- Ιουρασικά ανθρακικά της Σερβομακεδονικής Ζώνης. Τέλος, ο «φλύσχης της Σβούλας» με τις τουρβδιτικες εναλλαγές των μεταιζημάτων και τους μεγάλους ολιστόλιθους από τα Τριαδικά μάρμαρα καθορίζει την ταυτότητα της Περιροδοπικής ζώνης. Λαμβάνοντας υπ' όψιν όλα τα παραπάνω, η Περιροδοπική Ζώνη αποτελούσε την ηπειρωτική κατωφέρεια της Σερβομακεδονικής Ζώνης από το Τριαδικό μέχρι και το Κ.Κρητιδικό, που πραγματοποιήθηκε το οριστικό κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου.

4. Πετρογραφικοί τύποι της περιοχής της Γαλάτιστας

4.1 Γεωγραφική θέση της περιοχής Γαλάτιστας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η Γαλάτιστα Χαλκιδικής είναι κωμόπολη της Περιφερειακής Ενότητας Χαλκιδικής και βρίσκεται 40 χιλιόμετρα βορειοδυτικά της Θεσσαλονίκης. Είναι τοποθετημένη στις νότιες πλαγιές του όρους του Προφήτη Ηλία, το οποίο αποτελεί παρακλάδι του Χορτιάτη, σε στρατηγική θέση που συνδέει τις πόλεις της Κεντρικής Μακεδονίας με την ορεινή Χαλκιδική. Κάτω από την κωμόπολη εκτείνεται η κοιλάδα του Ανθεμούντα με τον Ανθεμούντα ποταμό, ο οποίος καταλήγει στο Θερμαϊκό Κόλπο. Η περιοχή μελέτης βρίσκεται σε μια τομή στο δρόμο προς τη Γαλάτιστα σε απόσταση περίπου 2-3 χιλιόμετρα.

4.2 Γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής Γαλάτιστας

Η περιοχή της Γαλάτιστας Χαλκιδικής ανήκει γεωτεκτονικά στην Περιροδοπική Ζώνη και πιο συγκεκριμένα στην Ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη (Kauffmann et al. 1976, Kockel et al. 1971, Kockel 1977, Meinhold 2009,2013). Σύμφωνα με τους παραπάνω, η περιοχή αποτελείται από χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα στη βαση της και ακολουθούν διαδοχικά προς τα πάνω Γριαδικής ηλικίας ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι, αργιλικοί σχιστόλιθοι και φυλλίτες και τμήματα από τους τουρβιδίτες της ενότητας Μελισσοχωρίου-Χολομώντα. Επιπλέον, εντοπίζονται τα μεταιζηματα της ενότητας Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη, οι Τριαδικής ηλικίας ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι ως παρεμβολές μέσα στην «Μαγματική Σειρά Χορτιάτη» και Πλειστοκαινικές αποθέσεις.

Η Μαγματική Σειρά Χορτιάτη της ενότητας Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη εμφανίζεται στην περιοχή με όξινα πυριγενή πετρώματα τα οποία μεταμορφώθηκαν στην πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης. Τα μεταμορφωμένα αυτά πετρώματα είναι κατά κύριο λόγο γνεύσιοι και πρασινοσχιστόλιθοι και παρεμβάλλονται μεταξύ των μεταιζημάτων της ενότητας αυτής ενώ παρουσιάζονται κατά θέσεις και μικρές εμφανίσεις υπερβασικών. Ο βαθμός μεταμόρφωσης της ενότητας αυτής αυξάνει προς τα νοτιοανατολικά δημιουργώντας έτσι φάσεις μεταμόρφωσης διαφόρων εντάσεων (Kockel 1977, Meinhold 2013).

Οι γνεύσιοι της σειράς αυτής προήλθαν από αρχικά χαλαζιοδιοριτικα πετρώματα και οι ραδιοχρονολογήσεις που πραγματοποιηθήκαν ταυτίζουν την ηλικία της μεταμόρφωσης με την πρώιμη ορογενετική φάση (Σαπουντζής 1969). Τα μεταιζήματα της ενότητας Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη είναι μεταμορφωμένα ασβεστοπυριτικά ιζήματα και τα υπερβασικά της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη είναι δουνίτες και περιδοτίτες που έχουν μετατραπεί σε σερπεντινίτες.

Βοριότερα της περιοχής μελέτης εμφανίζεται και το δυτικό όριο της Σερβομακεδονικής ζώνης και εντοπίζονται οι διμαρμαρυγιακοι γνεύσιοι του Βερτίσκου οι οποίοι σταδιακά μεταβαίνουν σε ορθογνεύσιοι. Τέλος, οι Πλειστοκαινικές αποθέσεις της περιοχής αποτελούνται από ένα σύστημα αναβαθμίδων με αδροκοκκο υλικό, κυρίως κροκάλες και ψηφίδες.

5. Μεταλλοφόρα εμφάνιση στην περιοχή της Γαλάτιστας Χαλκιδικής

Στην περιοχή της Γαλάτιστας Χαλκιδικής πραγματοποιήθηκε υπαίθρια μελέτη και εντοπίστηκε μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη εντός των μεταμορφωμένων ασβεστοπυριτικών ιζημάτων. Η μεταλλοφορία βρίσκεται σε συμφωνία με τα μεταμορφωμένα ασβεστοπυριτικά ιζήματα γεγονός που αποδεικνύει ότι ο σχηματισμός της έλαβε χώρα ταυτόγρονα με την ιζηματογένεση των ασβεστοπυριτικών ιζημάτων. Με βαση τις υπαίθριες παρατηρήσεις διαπιστώθηκε κοντά στην περιοχή μελέτης η ύπαρξη ρηξιγενούς ζώνης με διεύθυνση κλίσης ΒΔ-ΝΑ. Τα πετρώματα εμφανίζονται έντονα τεκτονισμένα και κατά στρώσεις με μεγάλες κλίσεις 75° -85° ενώ σε κάποιες θέσεις βρίσκονται και ανεστραμμένα εξαιτίας της πτυχωσιγενούς τεκτονικής. Επιπλέον, παρουσιάζονται πυριτιωμένα, εξαλλοιωμένα και σχιστοποιημένα με μεγαλο κερματισμό και πολυαριθμες διακλάσεις (Σχ. 5.1). Σε ορισμένες θέσεις η μεταλλοφορία εμφανίζεται πτυχωμένη ακολουθώντας την πτύχωση των πετρωμάτων. Σύμφωνα με τα ιστολογικά χαρακτηριστικά και τη μακροσκοπική παρατήρηση διακρίνουμε 2 τύπους μεταλλοφορίας: α) Διάσπαρτη και β) Διάσπαρτη σε χαλαζιακές φλέβες.



Σχ. 5.1: α) Τα πετρώματα της περιοχής μελέτης, β) Διάσπαρτη μεταλλοφορία, γ&δ) Διάσπαρτη μεταλλοφορία σε φλέβες

α) Διάσπαρτη Μεταλλοφορία

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στον τύπο της διάσπαρτης μεταλλοφορίας διακρίνουμε πολλους κοκκους σουλφιδίων, κυρίως σιδηροπυρίτη. Η διάσπαρτη μεταλλοφορία εντοπίζεται στο πυριτικό υλικό των πετρωμάτων και αποτελεί το συνηθέστερο τύπο μεταλλοφορίας στην περιοχή. Το

πυριτικό υλικό που συνοδεύει τον σιδηροπυρίτη είναι χλωρίτης, με ασβεστίτη, σερικίτη και χαλαζία.

β) Διάσπαρτη Μεταλλοφορία σε χαλαζιακές φλέβες

Στο τύπο αυτό η μεταλλοφορία εμφανίζεται διάσπαρτη μέσα σε χαλαζιακές φλέβες. Ο προσανατολισμός των φλεβών αυτών, οι οποίες είναι μικρού μεγέθους και πολυάριθμες, δεν είναι συγκεκριμένος δίνοντας έτσι την εικόνα ενός πλέγματος φλεβιδίων (stockwork).

6. Ορυκτολογική σύσταση της μεταλλοφορίας

Σύμφωνα με τη μελέτη των τομών και τις παρατηρήσεις στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο, η ορυκτολογική σύσταση της μεταλλοφορίας στην περιοχή της Γαλάτιστας Χαλκιδικής, αποτελείται από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη και μαγνητοπυρίτη. Σε μικρότερο ποσοστό συμμετέχουν: γαληνίτης, σφαλερίτης μαγνητίτης, κοβελλίνης και χρυσός. Ο χρυσός εντοπίστηκε στο μικροσκόπιο εντός του χαλκοπυρίτη.

6.1 Σιδηροπυρίτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Π.Θ

Ο σιδηροπυρίτης είναι το κυριότερο ορυκτό της μεταλλοφορίας στην περιοχή μελέτης σε σχέση με τα υπόλοιπα μεταλλικά ορυκτά. Απαντάται κατά κύριο λόγο μέσα στο πυριτικό υλικό με μορφή ιδιόμορφων και υπιδιόμορφων κρυστάλλων ή συσσωματωμάτων. Κατά τη μελέτη λεπτών τομών παρατηρήθηκε η ανάπτυξη σκιών πιέσεως (pressure shadows) από χαλαζία περιφερειακά γύρω από ιδιόμορφους ή υπιδιόμορφους κρυστάλλους σιδηροπυρίτη. Επιπλέον, αναγνωρίστηκε ο χαρακτηριστικός ιστός ανακρυστάλλωσης με τα τριπλά σημεία επαφής στα οποία οι κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη εφάπτονται μεταξύ τους υπό γωνίες 120°. Ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται συχνά με έντονη κατακλαστική υφή με το χαλκοπυρίτη και τα υπόλοιπα σουλφίδια να πληρώνουν τον κενό χώρο μεταξύ των κατακλάσεων (Σχ 6.1.1).

6.2 Χαλκοπυρίτης

Ο χαλκοπυρίτης είναι το δεύτερο σε συχνότητα ορυκτό της μεταλλοφορίας. Ο χαλκοπυρίτης στην πλειονότητα των περιπτώσεων βρίσκεται σε σύμφυση με άλλα σουλφίδια, κυρίως με σιδηροπυρίτη και με μαγνητοπυρίτη. Απαντάται υπό μορφή εγκλεισμάτων σε άλλα σουλφίδια, κυρίως μέσα στο σιδηροπυρίτη. Ο χαλκοπυρίτης συναντάται επίσης μέσα στο πυριτικό υλικό με τη μορφή, είτε ακανόνιστων κόκκων είτε διεισδύσεων και φλεβιδίων (Σχ. 6.2.1 & 6.2.2).

6.3 Μαγνητοπυρίτης

Ο μαγνητοπυρίτης απαντάται σε μικρό ποσοστό και εντοπίζεται μέσα στο σιδηροπυρίτη υπό μορφή μικροσκοπικών εγκλεισμάτων. Σε ορισμένες περιπτώσεις ο μαγνητοπυρίτης μέσα στο σιδηροπυρίτη βρίσκεται σε σύμφυση με χαλκοπυρίτη με αποτέλεσμα τη δημιουργία μεικτών εγκλεισμάτων.



Σχ. 6.1.1: a) Μορφή κρυστάλλων σιδηροπυρίτη, β) Συναναπτυξη κρυστάλλων σιδηροπυρίτη και χαλκοπυρίτης, γ) Εγκλείσματα συνδρόμου και χαλκοπυρίτης, δ) Εγκλείσματα συνδρόμου πορφυροβλάστη



Σχ. 6.2.1: α) Έγκλεισμα po σε σιδηροπυρίτη, β) Έγκλεισμα cpy σε σιδηροπυρίτη, γ) Έγκλεισμα po & cpy σε σιδηροπυρίτη, δ) Έγκλεισμα cpy σε σιδηροπυρίτη



Σχ. 6.2.2: a) Έγκλεισμα cpy σε σιδηροπυρίτη, β) Έγκλεισμα cpy σε σιδηροπυρίτη και φλεβίδιο, γ) Μεικτό εγκλεισμα cpy & po, δ) Μεικτό εγκλεισμα cpy & po

6.4 Γαληνίτης

Ο γαληνίτης εμφανίζεται σπάνια και αποτελεί επουσιώδες ορυκτό της μεταλλοφορίας. Εντοπίζεται σαν έγκλεισμα στον σιδηροπυρίτη με τη μορφή ακανόνιστων η αλλοτριομορφων κόκκων. (Σχ. 6.4.1).

6.5 Μαγνητίτης

Ο μαγνητίτης αποτελεί επουσιώδες ορυκτό της μεταλλοφορίας και εντοπίζεται κυρίως σαν έγκλεισμα στον σιδηροπυρίτη. Οι κρύσταλλοι μαγνητίτη είναι μικροί σε μέγεθος και εμφανίζονται με τη μορφή αποστρογγυλεμένων κόκκων.

6.6 Σφαλερίτης

Ο σφαλερίτης είναι ακόμη ένα επουσιώδες ορυκτό της μεταλλοφορίας και εντοπίζεται κυρίως υπό μορφή εγκλείσματος στον σιδηροπυρίτη. Εμφανίζεται με ακανόνιστο και αλλοτριομορφο σχήμα και πολλές φορές βρίσκεται σε σύμφυση με το σιδηροπυρίτη και τον χαλκοπυρίτη.

6.7 Κοβελλίνης

Ο κοβελλίνης αποτελεί επουσιώδες ορυκτό της μεταλλοφορίας και εντοπίζεται κυρίως σαν έγκλεισμα στον σιδηροπυρίτη.

6.8 Χρυσός

Ο χρυσός εντοπίστηκε μέσα στο χαλκοπυρίτη με τη μορφή επιμηκυμένων, γωνιωδών ή περίπου αποστρογγυλεμένων κόκκων (Σχ. 6.8.1).



Σχ. 6.4.1: a) Έγκλεισμα cpy, po & ga σε σιδηροπυρίτη, β) Έγκλεισμα ga σε σιδηροπυρίτη, γ) Χαλκοπυρίτης, δ) Έγκλεισμα cpy σε σιδηροπυρίτη



Σχ. 6.8.1: α, β, γ) Σιδηροπυρίτης με cpy & au, δ) Σιδηροπυρίτης με cov

21

6.9 Σύνδρομα ορυκτά

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο κύριος όγκος της μεταλλοφορίας βρίσκεται μέσα σε πυριτικό υλικό το οποίο και αποτελεί το σύνδρομο ορυκτό. Το πυριτικό υλικό που συνοδεύει τον σιδηροπυρίτη είναι χλωρίτης, ασβεστίτης, σερικίτης και χαλαζίας. Τα παραπάνω ορυκτά διατάσσονται κατά ζώνες παράλληλες μεταξύ τους μέσα στις οποίες φιλοξενείται η μεταλλοφορία. Οι ζώνες αυτές υποδεικνύουν ιζηματογένεση διαφορετικών υλικών, τα οποία όμως είχαν το χρόνο να δημιουργήσουν σημαντικό πάχος έτσι ώστε να αποτελούν ξεχωριστές ενότητες. Αυτές οι ενότητες μεταμορφώθηκαν όλες μαζί κάτω από τις ίδιες συνθήκες σαν ενιαίο κομμάτι και στη συνέχεια πτυχώθηκαν από την πτυχωσιγενή παραμόρφωση του Α.Ιουρασικού-Κ.Κρητιδικού δημιουργώντας τις ζώνες που παρατηρούνται κάτω από το μικροσκόπιο.

Η ανάπτυξη σκιών πιέσεως του χαλαζία στις πλευρές μεγάλων και ιδιόμορφων ή υπιδιόμορφων κρυστάλλων σιδηροπυρίτη αποτελεί συχνό φαινόμενο δημιουργώντας έτσι μια ινώδη υφή. Επιπλέον, εντοπίστηκε στις χαλαζιακές φλέβες ο χαρακτηριστικός ιστός ανακρυστάλλωσης των τριπλών σημείων επαφής (triple junction points), στα οποία οι χαλαζιακοί κόκκοι εφάπτονται μεταξύ τους υπό γωνίες 120° (Σχ 6.9.1, 6.9.2, 6.9.3, 6.9.4, 6.9.5, 6.9.6).

6.10 Χημική σύσταση των μεταλλικών ορυκτών της περιοχης Γαλάτιστας

Για τον προσδιορισμό της χημικής σύστασης των σουλφιδίων και του χρυσού που βρέθηκαν στην περιοχή της Γαλάτιστας, πραγματοποιήθηκαν μικροαναλύσεις σε 2 δείγματα. Τα ορυκτά που αναλύθηκαν είναι: σιδηροπυρίτης, χαλκοπυρίτης, μαγνητοπυρίτης, γαληνίτης, σφαλερίτης και χρυσός.

6.10.1 Σιδηροπυρίτης

Ο σιδηροπυρίτης έχει χημικό τύπο FeS₂ και για τον προσδιορισμό της χημικής του σύστασης αναλύθηκαν 2 δείγματα στα στοιχεία As, Cu, Ni, Co, Fe, S. Τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων παρατίθενται στον πίνακα 6.10.1

Η περιεκτικότητα του σιδηροπυρίτη σε Fe κυμαίνεται από 45,70% κ.β. εως 46,62% κ.β. με μέσο όρο 46,33% κ.β. Το As στο σιδηροπυρίτη κυμαίνεται από 0,01% κ.β. έως 0,33% κ.β. με μέσο όρο 0,18% κ.β. Η περιεκτικότητα σε Cu κυμαίνεται από 0,01% κ.β. έως 0,57% κ.β. με μέσο όρο 0,19% κ.β.

Το Νι στο σιδηροπυρίτη κυμαίνεται από 0,03% κ.β. έως 0,24% κ.β. με μέσο όρο 0,10% κ.β. Το Co στο σιδηροπυρίτη κυμαίνεται από 0,08% κ.β. έως 0,38% κ.β. με μέσο όρο 0,18% κ.β. Το S κυμαίνεται από 52,91% κ.β. εως 53,76% κ.β. με μέσο όρο 53,28% κ.β. Ο Zn δεν ανιχνεύτηκε με τον μικροαναλυτη.



Σχ. 6.9.1: Χλωρίτης με σερικίτη, ασβεστίτη και χαλαζία α, γ) //Nicols, β, δ) +Nicols



Σχ. 6.9.2: Νεότερα φλεβίδια ασβεστίτη μέσα στο πυριτικό υλικό α, γ) //Nicols, β, δ) +Nicols



Σχ 6.9.3: Αραιή διάσπαρτη μεταλλοφορία α) //Nicols, β) +Nicols, Πυκνή διάσπαρτη μεταλλοφορία γ) //Nicols, δ) +Nicols



Σχ. 6.9.4: Μεταλλοφορία σε στρώση α) //Nicols, β) +Nicols, Σιδηροπυρίτης στη ζώνη του χλωρίτη γ) //Nicols, δ) +Nicols



Σχ. 6.9.5: Σιδηροπυρίτης στη ζώνη του χλωρίτη και μικροπτυχώσεις α) //Nicols, β) +Nicols, Aνάπτυξη πορφυροβλάστη σιδηροπυρίτη με σκιές πίεσης από χαλαζία γ) //Nicols, δ) +Nicols



Σχ. 6.9.6: Χαρακτηριστικός ιστός ανακρυστάλλωσης τριπλών σημείων επαφής (triple junction points), με τους κόκκους του χαλαζία να εφάπτονται μεταξύ τους υπό γωνίες 120° α) //Nicols, β) +Nicols, Ημισυμπαγής μεταλλοφορία σε στρώση γ) //Nicols, δ) +Nicols

Από τις μικροαναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν στο σιδηροπυρίτη προκύπτει ότι ο χημικός τύπος του ορυκτού με βάση 3 άτομα, κυμαίνεται από Fe_{0,99}Co_{0,01}S_{1,99} έως Fe_{1,00}Co_{0,01}S_{2,00} με μέσο χημικό τύπο Fe_{0,99}Co_{0,01}S_{1,99}.

Δείγμα	GL		GL 4.2							
κ.β.%	4.1 10α - 1	1α -1	3α-3	3α-4	3α-2	3α-2	3α-3	3α-4	3α-5	M.O.
As	bd	0,16	0,33	bd	0,01	0,01	bd	0,26	0,31	0,18
Cu	0,57	bd	0,11	0,01	0,11	bd	0,10	0,23		0,19
Ni	bd	0,19	0,24	0,02	0,06	bd	0,07	0,03		0,10
Со	bd	0,26	0,15	0,13	0,38	0,09	0,17		0,08	0,18
Fe	46,25	46,21	45,70	46,39	46,42	46,62	46,52	46,36	46,50	46,33
S	52,91	53,30	53,12	53,76	52,91	53,57	53,25	53,39	53,28	53,28
Σύνολο	99,73	100,13	99,66	100,31	99,89	100,29	100,11	100,27	100,17	100,26
				Χημική α	σύσταση	με βάση	τα 3 άτο	μα	-	
As	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cu	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Со	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99
S	1,99	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	1,99	2,00	1,99	1,99
Σύνολο	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Πίνακας 6.10.1: Μικροαναλύσεις Σιδηροπυρίτη (bd = κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας)

6.10.2 Χαλκοπυρίτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο χαλκοπυρίτης έχει χημικό τύπο CuFeS₂ και για τον προσδιορισμό της χημικής του σύστασης αναλύθηκαν 2 δείγματα στα στοιχεία As, Cu, Ni, Co, Fe, S. Τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων που πραγματοποιήθηκαν παρατίθενται στον πίνακα 6.10.2

Η περιεκτικότητα του χαλκοπυρίτη σε Fe κυμαίνεται από 29,01% κ.β. εως και 30,04% κ.β. με μέσο όρο 29,72% κ.β. Στο χαλκοπυρίτη το As κυμαίνεται από 0,01% κ.β. έως και 0,38% κ.β. με μέσο όρο 0,17% κ.β. Η περιεκτικότητα σε Cu κυμαίνεται από 34,43% κ.β. έως και 35,62% κ.β. με μέσο όρο 34,92% κ.β.

Το Ni στο χαλκοπυρίτη κυμαίνεται από 0,09% κ.β. έως και 0,67% κ.β. με μέσο όρο 0,23% κ.β. Το Co στο χαλκοπυρίτη κυμαίνεται από 0,01% κ.β. έως και 0,53% κ.β. με μέσο όρο 0,18% κ.β. Το S κυμαίνεται από 34,82% κ.β. εως και 35,23% κ.β. με μέσο όρο 35,06% κ.β.

Από τις μικροαναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν στα δείγματα προκύπτει ότι ο χημικός τύπος του χαλκοπυρίτη με βάση 4 άτομα, κυμαίνεται από Cu_{0,99}Fe_{0,95}S_{2,00} εως και Cu_{1,03}Fe_{0,99}S_{2,01} έχοντας μέσο χημικό τύπο Cu_{1,01}Fe_{0,97}S_{2,00}

	lίνακας 6.10.2: Μικροαναλύσεις Χαλκοπυρίτη (bd = κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας)															
Δείγμα								GL	4.1							
κ.β.%	7α1	7α2	7α3	1α2	1α4	1α5	3α1	4α2	4α3	2α1	3α1	3α2	2α1	2α2	3α1	M.O.
As	0,05	bd	bd	0,23	0,38	0,04	0,20	0,26	0,14	0,18		0,01	0,14	0,21	0,14	0,17
Cu	34,4	34,5	34,9	34,7	34,8	34,9			34,6	35,1	34,9	34,9	35,1	34,7	35,4	
	3	9	1	6	6	2	35,62	34,78	1	5	5	6	5	1	0	34,92
Ni	0,67	0,18	0,65	bd	bd	bd	0,09	0,12	0,09	bd	0,13	0,02	bd	0,13	bd	0,23
Co	bd	0,53	bd	bd	0,05	0,14	bd	0,01	0,14	bd	0,09	0,10	bd	0,29	0,28	0,18
Fe	29,9	29,6	29,7	29,9	29,7	30,0			29,9	29,8	29,8	29,7	29,8	29,5	29,2	
	8	3	7	9	6	4	29,01	29,60	2	7	1	7	2	5	3	29,72
S	35,2	35,1	35,0	35,2	35,1	34,9			34,9	35,1	35,1	34,8	35,0	34,9	35,0	
	3	6	6	7	0	6	35,09	34,99	5	3	4	2	6	3	0	35,06
Σύνολο	100,	100,	100,	100,	100,	100,	100,0		99,8	100,	100,	99,6	100,	99,8	100,	100,2
	36	10	38	25	15	11	2	99,77	5	33	12	8	18	2	06	8
			Xr	μική σ	ύσταση	με βάα	<u>5η τα 4 ά</u>	τομα								
As	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cu	0,99	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01	1,03	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,02	1,01
Ni	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Co	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe	0,98	0,97	0,97	0,98	0,98	0,99	0,95	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,96	0,97
S	2,01	2,01	2,00	2,01	2,01	2,00	2,01	2,01	2,00	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σύνολο	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

6.10.3 Μαγνητοπυρίτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο μαγνητοπυρίτης παρουσιάζει έλλειψη Fe, με αποτέλεσμα ο χημικός του τύπος να είναι Fe_{1-x} (με x=0-0,2). Τα στοιχεία Mn,As,Cu,Zn αντικαθιστούν το Fe και βρίσκονται σε ίχνη στο πλέγμα του και τα Ni, Co συμμετέχουν. Για τον καθορισμό της χημικής του σύστασης αναλύθηκαν 2 δείγματα στα στοιχεία As, Cu, Ni, Co, Fe, S. Τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων παρατίθενται στον πίνακα 6.10.3

Η περιεκτικότητα σε Fe του μαγνητοπυρίτη κυμαίνεται από 58,38% κ.β. εως 59,42% κ.β. με μέσο όρο 58,90 % κ.β. Το As στο μαγνητοπυρίτη κυμαίνεται από 0,00% κ.β. έως 0,18% κ.β. Η περιεκτικότητα σε Cu κυμαίνεται από 0,00% κ.β. έως 0,26% κ.β.

Το Νι στο μαγνητοπυρίτη κυμαίνεται από 0,07% κ.β. έως 0,86% κ.β. με μέσο όρο 0,46% κ.β. Το Co στο μαγνητοπυρίτη κυμαίνεται από 0,17% κ.β. έως 1,28% κ.β. με μέσο όρο 0,72% κ.β. Το S κυμαίνεται από 39,61% κ.β. εως 39,71% κ.β. με μέσο όρο 39,66% κ.β.

Από τις μικροαναλύσεις του μαγνητοπυρίτη στην περιοχή μελέτης προκύπτει ότι ο χημικός τύπος του ορυκτού με βάση 1,90 άτομα είναι Fe_{0,86}S_{1,01}

Πινακας 6.10.3: Μικροαναλύσεις Μαγνητοπυρίτη (bd = κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας)

Δείγμα	GL 4.1	GL4.2	
mo	6α - 1	1α -1	M.O.
As	bd	0,18	0,18
Cu	bd	0,26	0,26
Ni	0,86	0,07	0,46
Со	1,28	0,17	0,72
Fe	58,38	59,42	58,90
S	39,71	39,61	39,66
Σύνολο	100,22	99,71	100,19
	Χημική	η σύσταση με βάση τα 1	1,90 άτομα
As	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,01
Со	0,02	0,00	0,01
Fe	0,86	0,88	0,86
S	1,01	1,02	1,01
Σύνολο	1,90	1,90	1,90

6.10.4 Γαληνίτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο γαληνίτης έχει χημικό τύπο PbS και για τον προσδιορισμό της χημικής του σύστασης αναλύθηκαν 2 δείγματα στα στοιχεία Bi, Pb, Cu, Fe, S. Τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων παρατίθενται στον πίνακα 6.10.4

Πινακας 6.10.4: Μικροαναλύσεις Γαληνίτη (bd = κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας)

r														
Δείγμα				GL 4	.1					GL 4	4.2			
κ.β.%	12α	12α	5α2	5α3	6α3	7α1	7α2	1α3	2α1	2α2	4α1	1α1	1α3	M.O.
	4	5												
Bi	bd	bd	1,49	2,91	bd	bd	bd	1,07	0,63	0,32	0,43	1,51	bd	1,20
Pb	85,8	83,7	83,1	82,0	84,5		83,9		84,6	85,5	85,1	84,6	85,0	
	0	2	4	0	1	86,18	5	84,63	6	2	5	8	9	84,54
Cu	0,19	0,98	0,31	bd	bd	0,21	1,45	0,23	bd	bd	bd	bd	0,60	0,57
Fe	0,19	0,98	0,31	bd	bd	0,21	1,45	0,23	bd	bd	bd	bd	0,60	0,57
S	13,5	13,9	13,7	13,7	13,7		14,0		13,5	13,5	13,4	13,4	13,6	
	0	6	9	4	1	13,45	0	13,50	6	3	7	3	3	13,64
Σύνολο	99,6	99,6	99,0	98,6	98,2		100,		98,8	99,3	99,0	99,6	99,9	100,5
	9	3	4	4	3	100,05	85	99,67	5	7	5	2	3	1
					X	ημική σύα	σταση	με βάση	τα 2 άτ	τομα				
Bi	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Pb	0,98	0,93	0,95	0,94	0,98	0,99	0,91	0,97	0,98	0,99	0,99	0,98	0,96	0,95
Cu	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Fe	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
S	1,00	1,00	1,01	1,02	1,02	1,00	0,98	1,00	1,01	1,01	1,01	1,00	0,99	0,99
Σύνολο	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

Η περιεκτικότητα του γαληνίτη σε Pb κυμαίνεται από 82,00% κ.β. εως 86,18% κ.β. με μέσο όρο 84,54% κ.β. Το Bi στο γαληνίτη κυμαίνεται από 0,32% κ.β. έως 2,91%

κ.β. με μέσο όρο 1,20% κ.β. Η περιεκτικότητα σε Cu κυμαίνεται από 0,19% κ.β. έως 1,45% κ.β. με μέσο όρο 0,57% κ.β. Η περιεκτικότητα του γαληνίτη σε Fe κυμαίνεται από 0,19% κ.β. εως 1,45% κ.β. με μέσο όρο 0,57% κ.β Το S κυμαίνεται από 13,43% κ.β. εως 14,00% κ.β. με μέσο όρο 13,64% κ.β.

Από τις αναλύσεις του γαληνίτη προκύπτει ότι ο χημικός τύπος του ορυκτού με βάση 2 άτομα, κυμαίνεται από Pb_{0.91}S_{0.98} έως Pb_{0.99}S_{1.02} με μέσο χημικό τύπο Pb_{0.95}S_{0.99}

6.10.5 Σφαλερίτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο σφαλερίτης έχει χημικό τύπο ZnS και είναι σπάνια η καθαρή του μορφή στη φύση. Ο Zn αντικαθίσταται τόσο από Fe όσο και απο Mn και Cd. Για τον προσδιορισμό της χημικής του σύστασης αναλύθηκαν 2 δείγματα στα στοιχεία Cd, As, Zn, Fe, Mn, S. Τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων παρατίθενται στον πίνακα 6.10.5

Η περιεκτικότητα του σφαλερίτη σε Zn κυμαίνεται από 54,72% κ.β. εως 56,35% κ.β. με μέσο όρο 55,50% κ.β. Το As στο σφαλερίτη κυμαίνεται από 0,06% κ.β. έως 0,84% κ.β. με μέσο όρο 0,36% κ.β. Η περιεκτικότητα σε Fe κυμαίνεται από 4,52% κ.β. έως 7,12% κ.β. με μέσο όρο 5,56% κ.β.

Το Cd στο σφαλερίτη κυμαίνεται από 5,28% κ.β. έως 7,26% κ.β. με μέσο όρο 5,97% κ.β. Το Mn στο σφαλερίτη κυμαίνεται από 0,46% κ.β. έως 0,49% κ.β. με μέσο όρο 0,47% κ.β. Το S κυμαίνεται από 32,33% κ.β. εως 32,59% κ.β. με μέσο όρο 32,41% κ.β.

Από τις αναλύσεις του σφαλερίτη προκύπτει ότι ο χημικός τύπος του ορυκτού με βάση 2 άτομα, κυμαίνεται από $Zn_{0,82}Fe_{0,08}S_{1,00}$ έως $Zn_{0,86}Fe_{0,13}S_{1,00}$ με μέσο χημικό τύπο $Zn_{0,84}Fe_{0,10}S_{1,00}$

Δείγμα	GL 4.1								
κ.β.%	14α 1	6α1	1α1	3α1	M.O.				
Cd	5,43	7,26	5,28	5,89	5,97				
As	bd	0,06	0,84	0,18	0,36				
Zn	54,72	54,95	55,99	56,35	55,50				
Fe	7,12	5,02	5,58	4,52	5,56				
Mn	bd	0,49	bd	0,46	0,47				
S	32,59	32,33	32,33	32,38	32,41				
Σύνολο	99,85	100,11	100,03	99,78	100,27				
	Χημι	Χημική σύσταση με βάση τα 2 άτομο							
Cd	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05				
As	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00				
Zn	0,82	0,84	0,85	0,86	0,84				
Fe	0,13	0,09	0,10	0,08	0,10				
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01				
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00				
Σύνολο	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00				

Πίνακας 6.10.5: Μικροαναλύσεις Σφαλερίτη (bd = κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας)

6.10.6 Χρυσός

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο χρυσός βρίσκεται στη φύση είτε αυτοφυής ή υπό μορφή ενώσεων. Στο πλέγμα του συμμετέχουν κυρίως ο Ag και ο Cu ενώ υπάρχουν σε μικρές ποσότητες Bi, Pt, Os, Ir, Pd, Hg, Rh και Sb.

Οι περιεκτικότητες σε Au κυμαίνονται κατά μέσο όρο στο 11,38% κ.β. ενώ του Ag κυμαίνονται στο 88,62% κ.β.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων η μέση εκατοστιαία ατομική σύσταση (ατομ. %) του χρυσού είναι: Au_{0.07}Ag_{0.93}

Δείγμα	GL 4.1					
к.β. %	2α1					
Au	11,38					
Ag	88,62					
Σύνολο	100					
Χημική σύσταση μ	ε βάση το 1 άτομο					
Au	0,07					
Ag	0,93					
Σύνολο	1,00					

Πίνακας 6.10.6: Μικροαναλύσεις Χρυσού

7. Συζήτηση επί των παρατηρήσεων

7.1 Μακροσκοπικές παρατηρήσεις

Σύμφωνα με τις υπαίθριες παρατηρήσεις, η μεταλλοφορία μακροσκοπικά εντοπίζεται είτε διάσπαρτη εντός των μεταμορφωμένων ασβεστοπυριτικών ιζημάτων, είτε διάσπαρτη μέσα σε χαλαζιακές φλέβες. Επιπλέον, βρίσκεται σε συμφωνία με τα μετά- ασβεστοπυριτικά ιζήματα και εντοπίζονται εναλλαγές με το πυριτικό υλικό. Εμφανίζεται πτυχωμένη και έντονα τεκτονισμένη σε πολλές θέσεις. Τα παραπάνω στοιχεία υποδεικνύουν τη σύγχρονη απόθεση της μεταλλοφορίας με τα ασβεστοπυριτικά ιζήματα.

7.2 Μικροσκοπικές παρατηρήσεις

Σύμφωνα με τις μικροσκοπικές παρατηρήσεις και τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων προκύπτει ότι στη μεταλλοφόρα εμφάνιση της περιοχής έρευνας, οι χαρακτηριστικοί ιστοί που έχουν σχηματιστεί στα μεταλλικά ορυκτά και κατά κύριο λόγο στο σιδηροπυρίτη, καθώς επίσης και στο πυριτικό υλικό, εξαιτίας των μεταμορφικών και παραμορφωτικών γεγονότων έχουν επηρεάσει και τη μεταλλοφορία. Έτσι, τα λεπτά στρώματα μεταλλοφορίας που είναι συμπτυχωμένα με το πυριτικό υλικό, αποτελούν τέτοιο ιστό.

Επιπλέον, διαπιστώθηκε σε πολλές περιπτώσεις η ανάπτυξη σκιών πιέσεως από χαλαζία περιφερειακά ιδιόμορφων ή υπιδιόμορφων κρυστάλλων σιδηροπυρίτη. Οι μορφές αυτές είναι πολύ χαρακτηριστικές και σχηματίζονται κατά τη μεταμόρφωση του πετρώματος και της μεταλλοφορίας εξαιτίας της αντίστασης του σιδηροπυρίτη στην παραμόρφωση λόγω της μεγάλης σκληρότητάς του (Ramsay and Huber 1983).

Αλλος ένας χαρακτηριστικός ιστός είναι η κατακλαστική υφή που εμφανίζεται συχνά στο σιδηροπυρίτη με το σχηματισμό κατακλάσεων και υποδεικνύει παραμόρφωση. Τις περισσότερες φορές τα κενά των κατακλάσεων αυτών πληρώνονται από άλλα σουλφίδια όπως ο χαλκοπυρίτης ή από χαλαζιακό υλικό.

Ακόμα, η διάταξη των σύνδρομων ορυκτών της μεταλλοφορίας κατά ζώνες αποτελεί το βασικότερο στοιχείο για την συγγενετικη προέλευση της μεταλλοφορίας και των πετρωμάτων στα οποία φιλοξενείται.

Τέλος, η μεταμόρφωση έχει επηρεάσει εκτός από τη μεταλλοφορία και το πυριτικό υλικό που αποτελεί το κυριότερο σύνδρομο ορυκτό της μεταλλοφορίας. Αποτέλεσμα της διαδικασίας αυτής αποτελεί η ανακρυστάλλωση του πυριτικού υλικού και ο σχηματισμός τριπλών σημείων επαφής.

7.3 Γένεση μεταλλοφορίας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με βάση τον Μουντράκης (1985), η Περιροδοπική Ζώνη αποτελούσε την ηπειρωτικη κατωφέρεια της Σερβομακεδονικής Ζώνης στην περίοδο Τριαδικό-Κ.Κρητιδικό μέχρι το οριστικό κλείσιμο του ωκεανού του Αξιού. Η πλατφόρμα στην οποία λάμβανε χώρα νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση ήταν η ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά (Ασβεστά 1992), την ηπειρωτική κατωφέρεια με τις τουρβδιτικες ροές που δημιούργησαν το «Φλύσχη της Σβούλας» αποτελούσε η ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα ενώ η ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη αποτέλεσε την αβυσσικη πεδιάδα στην οποία πραγματοποιούνταν πελαγική ιζηματογένεση (κερατόλιθοι, ερυθροί άργιλοι). Οι οφιολιθοι της ενότητας αυτής προέρχονται από τον ωκεανό του Αξίου και επωθήθηκαν όταν έκλεισε ο ωκεανός το Κ.Κρητιδικό (obduction).

Η μεταλλοφόρα εμφάνιση που μελετάται φιλοξενείται μέσα σε μεταμορφωμένα πετρώματα επομένως κρίνεται αναγκαίο να εξεταστεί εάν είναι: α) Προμεταμορφικη, β) Συμμεταμορφική ή γ) Μεταμεταμορφικη. Από τα στοιχεία και τις παρατηρήσεις, τόσο τις μακροσκοπικές, όσο και τις μικροσκοπικές, προκύπτει ότι η μεταλλοφορια σχηματίστηκε παράλληλα με την απόθεση των ασβεστοπυριτικών ιζημάτων και η πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση που έλαβε χωρά μεταμόρφωσε τόσο την μεταλλοφορία, η οποία υπήρχε ήδη, όσο και τα ασβεστοπυριτικά ιζήμτα. Άρα, η μεταλλοφορία στην περιοχή μελέτης είναι Προμεταμορφική.

Η μεταλλοφορία σχετίζεται γενετικά με τα βασικά ηφαιστειακά πετρώματα, που σχηματιστηκαν σε υποθαλάσσιο ηφαίστειο-ιζηματογενές περιβάλλον του Μεσοζωικού (Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό). Τα πετρώματα αυτά δημιουργούνται σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου και αποτελούν μέλη μίας οφιολιθικής ακολουθίας. Σύμφωνα με την ταξινόμηση των ηφαιστειογενών κοιτασμάτων συμπαγών σουλφιδίων κατά Hutchinson (1973), η μεταλλοφορία στην περιοχή μελέτης ανήκει στον τύπο Cu-σιδηροπυρίτη.

Η υποθαλάσσια ηφαιστειακή δραστηριότητα που έλαβε χώρα αποτέλεσε την πηγή τροφοδοσίας του συστήματος με απαραίτητα συστατικά για το σχηματισμό των σουλφιδίων. Κομβικό ρόλο στη γένεση της μεταλλοφορίας είχε το θαλασσινό νερό. Η ανάμιξη του θαλασσινού, του μετεωρικού και του μαγματικού νερού οδήγησε στη δημιουργία ενός συστήματος, το οποίο κυκλοφορούσε μέσα από τα ρήγματα και τις διακλάσεις και είχε σαν αποτέλεσμα την αύξηση θερμοκρασίας του νερού και το σχηματισμό υδροθερμικών διαλυμάτων. Τα διαλύματα αυτά απέσπασαν από τα υποκείμενα ηφαιστειακά πετρώματα τα μεταλλικά στοιχεία, όπως Fe, Cu, Zn, Pb και Au, και στη συνέχεια ανήλθαν προς τα ανώτερα στρώματα. Το S, πιθανόν να προήλθε από το θαλασσινό νερό (Large 1992), αλλά και το εκπλυμένο S των υποκείμενων ηφαιστειακών πετρωμάτων μπορεί να είχε σημαντική δράση (Franklin et al. 1981). Πρέπει να τονιστεί ότι το είδος της μεταλλοφορίας που σχηματίζεται επηρεάζεται από τη χημική σύσταση των υποκείμενων ηφαιστειακών πετρωμάτων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Όσον αφορά τα μεταλλικά στοιχεία Cu, Pb, Zn και Ag, η μεταφορά τους γίνεται με τη μορφή χλωριούχων συμπλόκων σε χαμηλές θερμοκρασίες (<300°C). Για τον Au, στη μεταλλοφορία που μελετάμε, υποθέτουμε ότι η μεταφορά του έγινε με τη μορφή συμπλόκων S, εφόσον η θερμοκρασία σχηματισμού της μεταλλοφορίας εκτιμάται ότι ήταν μικρότερη από 300°C και το περιβάλλον απόθεσης ελαφρά όξινο.

Η ανάμιξη των υδροθερμικών διαλυμάτων και του θαλασσινού νερού τροποποίησε τις φυσικοχημικές συνθήκες με αποτέλεσμα η απόθεση των σουλφιδίων να πραγματοποιηθεί στον πυθμένα της θάλασσας. Στο θαλάσσιο πυθμένα μαζί με την απόθεση των σουλφιδίων έγινε συγχρόνως και απόθεση του πυριτικού υλικού. Η απόθεση των μεταλλοφοριών πιθανώς έγινε στη θέση όπου εκχύνονται τα υδροθερμικά διαλύματα στο θαλάσσιο πυθμένα.

Το θεωρητικό μοντέλο κάνει λόγο για κανάλια τροφοδοσίας, αποδίδοντας έτσι καλύτερα τη γένεση της μεταλλοφορίας. Από τη μακροσκοπική υπαίθρια παρατήρηση, εντοπίστηκε πλέγμα φλεβιδίων με μεταλλοφορια σιδηροπυρίτη, το οποίο θα μπορούσε πιθανώς να αποτελεί ένα υποκείμενο κανάλι τροφοδοσίας (stockwork) που οδήγησε στο σχηματισμό της μεταλλοφορίας στην περιοχή.



Βιβλιογραφία

Ασβεστά, Α. (1992). Ο μαγματισμός και η συνοδός του ιζηματογένεση κατά τα πρώτα στάδια του ανοίγματος της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού στο Τριαδικό. Διδακτορική Διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Μέλφος, B. (1995). Έρευνα των βασικών και ευγενών μετάλλων στην Περιροδοπική ζώνη της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Μουντράκης, Δ.Μ. (1985) Γεωλογία της Ελλάδος. Εκδόσεις University Studio Press.

Σαπουντής, Η. (1969). Πετρογραφία και γεωλογική τοποθέτησις των πράσινων γνευσίων της Θεσσαλονίκης. Διατρ. Υφηγεσίας, Πανεπ. Θεσσαλονίκης. 182 ρ.

Σκαρπέλης, Ν. (1982). Μεταλλογένεση συμπαγών θειούχων μεταλλευμάτων και πετρολογία της εξωτερικής μεταμορφικής τεκτονικής ζώνης των Ελληνίδων (ΝΑ Πελοπόννησος). Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών. 149σ.

Anderson, C.A. (1969). Massive sulphide deposits and volcanism. Econ. Geol., 64, 129-146.

Ashworth, K.L., Billett, M.F., Constantinides, D., Demetriades, A., Katirtzoglou, C. and Michael, C. (1988). Base metal mineralization in the Evros Region, N.E. Greece. In: Base Metal Sulphide Deposits. Eds: Friedrich, G.H. and Herzig, P.M., Springer-Verlag, Berlin. 169-181.

Boyanov, I., Mavroudchief, B. and Vaptsarov, I. (1963). On the structural formations of the part of the eastern Rhodope. Bull. of the Geol. Inst. of the Bulgarian Academy of Scienses, 12,125-178.

Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R. and Galley, A.C. (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 523-560.

Franklin, J.M., Lydon, J.W. and Sangster, D.F. (1981). Volcanic-associated massive sulphide deposits. Econ. Geol., 75th Anniv. vol., 485-627.

Galley, A.G., Hannington, M., and Jonasson, I. (2007) Volcanogenic massive sulphide deposits in Goodfellow. W. D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposittypes. District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 141-161.

Georgiadis, G., Tranos, M., & Mountrakis, D. (2007). Late and Post-Alpine tectonic evolution of the southern part of the Athos Peninsula. Bull. Geol. Soc. Gr., 40, 309-320.

Hannington, M. (2014). Volcanogenic massive sulfide deposits in Scott. S. D., ed., Treatise on Geochemistry, Second Edition, 13, Elsevier-Pergamon Oxford, p. 463-488.

Hannington, M.D., De Ronde, C.E.J., Petersen, S. (2005). Seafloor tectonics and submarine hydrothermal systems. Econ Geol 100th Ann vol., 111–141.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Hannington, M., Galley, A. and Jonasson, I. (2005). Volcanogenic massive sulphide deposits. Geological Survey of Canada.

Hannington, M.D., Peter, J.M. and Scott, S.D. (1986). Gold in sea-floor polymetallic sulphide deposits. Econ. Geol., 81, 1867-1883.

Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B. (1994). The Role of Magmas in the Formation of Hydrothermal Ore Deposits. Nature, 370, 519-527.

Herzig, P.M., Hannington, M.D. (1995). Polymetallic massive sulphides at the modern seafloor: A review. Ore Geol Rev 10, 95–115.

Hutchinson, R.W. (1973). Volcanogenic sulphide deposits and their metallogenic significance. Econ. Geol., 68, 1223-1246.

Kauffmann, G., Kockel, F. and Mollat, H. (1976). Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). Bull. Soc. Geol. France, 18, 225-230.

Kockel, F., Mollat, H. and Walther, H. W. (1971). Geologie des Servomazedonischen Massivs und seines Mesozoischen Rahmens. Geol. Jahrb., 83, 7, 575-602.

Kockel, F., Mollat, H., (1977). Geological map of the Chalkidiki peninsula and adjacent areas (Greece), Scale 1 : 100000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

Kougoulis, C., Veranis, N., and Kassoli-Fournaraki, A. (1990). Metavolcanic rocks in the Examili Formation (North Greece). Chem. Erde., 50, 67-79.

Kydonakis, K., Brun, J.P., Sokoutis, D., Gueydan, F. (2015). Kinematics of Cretaceous subduction and exhumation in the western Rhodope (Chalkidiki block). Tectonophysics.

Large, R.R. (1992). Australian volcanic-hosted massive sulphide deposits: features, styles and genetic models. Economic Geology, v. 87, p. 471-510.

Lydon, J.W., Goodfellow, W.D., Turner, R.J.W. (2007). Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead- silver sulphide deposits. Geological Association of Canada.

Matsukuma, T. and Horikoshi, E. (1970). Kuroko deposits in Japan, a review. In: Volcanism and ore genesis. Ed: Tatsumi, T., Univ. Tokyo Press, Tokyo, 153-180.

Meinhold, G., Reischmann, T., Kostopoulos, D., Lehnert, O., Matukov, D., Sergeev, S. (2008). Provenance of sediments during subduction of Palaeotethys: Detrital zircon ages and olistolith analysis in Palaeozoic sediments from Chios Island, Greece. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 263, 71–91.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Meinhold, G., Kostopoulos, D., Reischmann, T., Frei, D., BouDagher-Fadel, M.K. (2009). Geochemistry, provenance and stratigraphic age of metasedimentary rocks from the eastern Vardar suture zone, northern Greece. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 277, 199–225.

Meinhold, G., Kostopoulos, D. K. (2013). The Circum-Rhodope Belt, northern Greece: Age, provenance, and tectonic setting. Tectonophysics, 55-68.

Michard, A., Goffe, B., Liati, A., & Mountrakis, D. (1994). Blueschist-facies assemblages in the PeriRhodopian zone, and hints for an eohellenic HP/LT belt in northern Greece. Bull. Geol. Soc., 30, 185-192.

Morton, J.L. and Franklin, J.M. (1987). Two-fold classification of Archean volcanicassociated massive sulfide deposits. Economic Geology., v. 82, p. 1057-1063.

Nesbitt, R.W., Billett, M.F., Ashworth, K.L., Deniel, C., Constantinides, D., Demetriades, A., Katirtzoglou, C., Michael, C., Mposkos, E., Zachos, S. and Sanderson, D. (1988). The geological setting of base metal mineralization in the Rhodope region, Northern Greece. In: Base Metal Sulphide Deposits. Eds: Friedrich, G.H. and Herzig, P.M., Springer-Verlag, Berlin. 499-514.

Ramsay, J.G. and Huber, M.I. (1983). Modern structural geology, Vol. 1: Strain analysis. Academic press, London. 307p.

Schunemann, M. (1985). Contributions to the Geology, Geochemistry and Tectonics of the Chortiatis Series Metamorphic Calc-Alcaline Series. Chalkidiki, Northern Greece. PhD. Thesis Universitat Hamburg.

Taylor, C. D., Zierenberg, R. A., Goldfarb, R. J., Kilburn, J. E., Seal II, R. R., Kleinkopf, M. D. (1995). Volcanic-assosiated massive sulfide deposits. U.S. Geological Survey.

Varnavas, S.P. and Panagos, A.G. (1989). Some observations on the sulphide mineralization at a Mesozoic ocean ridge in the Hermioni area, Greece. Chem. Erde, 49, 81-90.